LUIS LLIBOUTRY

NIEVES Y GLACIARES DE CHILE

Fundamentos de Glaciología

EDICIONES DE LA UNIVERSIDAD DE CHILE
SANTIAGO DE CHILE
1956

©1956
Luis Lliboutry
Inscripción N.º 18.210
Todos los derechos reservados
por el autor

INTRODUCCION

Este libro es el fruto de cinco años de fructíferas observaciones en la Alta Cordillera Central chilena y en Patagonia. Mi próximo regreso a Europa y la proximidad del Año Geofísico Internacional me invitan a publicar ahora los resultados obtenidos, aun cuando muchas cuestiones merecerían estudios más completos. Es de la zona de más difícil acceso, la de nieves perennes, ventisqueros, ríspidas agujas que voy a entretener al lector, que puede ser geógrafo, ingeniero civil, andinista, militar, esquiador, o sencillamente amante de las bellezas naturales que Chile brinda con espléndida profusión. Hablaremos de la exploración de esa zona, su clima, las características de sus nieves y de sus glaciares, dejando a personas más calificadas el estudio de su geología o de su flora.

Hace pocos años que se ha despertado el interés por la Alta Cordillera. Chile es uno de los países más montañosos del mundo, y sin embargo hay aún sólo una minoría de chilenos que se interesa por ella. En países con semejante porcentaje de montañas, como Suiza o Austria, una mucho mayor densidad de población ha obligado la gente a vivir en ellas, trabando mayor conocimiento con rocas, quebradas, nieves y rodados. En Chile el fértil Valle Central será aún suficiente para alojar a toda la población durante siglos. Si se exceptúan a ciertos mineros, para los chilenos la Cordillera es sólo un marco, un "baluarte" como reza el himno patrio: no viven en ella.

Pero es, sin embargo, la Cordillera que les suministra la vida, proporcionándoles el agua para el regadío, el agua potable, el agua para las centrales hidroeléctricas, agua que proviene únicamente de la fusión de la nieve o del hielo. Es también por la Cordillera o por encima de ella que se hace gran parte del intercambio con el resto del mundo; en ella que han de vigilar aduaneros y militares. Por fin la Cordillera encierra casi ilimitadas posibilidades para el desarrollo del turismo, nacional e internacional.

Ahora bien, lo que da su fisonomía a la Alta Cordillera es la nieve. Rasgos parecidos tiene toda montaña, cualquiera que sea su altitud, cuando estamos cerca de las nieves perennes: ya sea 1.000 metros en Aysén o 4.000 metros frente a Santiago. Para estudiar la Alta Cordillera tendremos, pues, que conocer en primer lugar lo que se refiere a la nieve y a sus transformaciones. Si agregamos a ello los innegables intereses de Chile en la Antártida, vemos la importancia nacional de abocarse al estudio de las nieves, ventisqueros, hielos marinos, al estudio del agua en la naturaleza bajo todas sus formas sólidas, estudio que constituye la *Glaciología*.

La glaciología es una ciencia nueva, que tan sólo en los últimos años va edificándose como ciencia coherente y positiva. Es cierto que ya en el siglo XVIII Pierre MARTEL o Horace-Bénedict DE SAUSSURE, en el siglo XIX Louis AGASSIZ, James David FORBES o John TYNDALL hicieron observaciones en los ventisqueros. Pero hasta la segunda guerra mundial los progresos de la nueva ciencia fueron lentos porque casi sólo se ocuparon de ella "amateurs", entusiastas e intrépidos, pero que no eran siempre capacitados para hacer observaciones de valor. Solos los aludes, origen de catástrofes cada invierno, han dado lugar a estudios completos por especialistas. Al lado de ello deportistas, viajeros, exploradores, marinos, geólogos no especializados han acumulado muchos datos en una infinitud de publicaciones distintas, sin conocer muchas veces las observaciones anteriores. Y cada observación va en general acompañada de hipótesis y teorías para reemplazar observaciones y mediciones inexistentes.

Por otra parte la glaciología ha sido estudiada casi siempre por geólogos, que pretendieron muchas veces fundar el estudio de los glaciares sobre las huellas dejadas por ellos desde la época glaciaria (algo así como si un naturalista quisiese estudiar una especie animal existente hoy día únicamente por sus nidos, sus huellas o sus desperdicios). Hay que operar al revés, y estudiar primero lo que ocurre hoy día, basándose en distintos ramos de la física, de muy firmes fundamentos. Luego, a partir de hechos glaciales comprobados, se podrá estudiar la geología de la época glaciaria, haciendo intervenir métodos propios de la geología, como la morfología, la estratigrafía, la paleontología y otros métodos propios al estudio del Pleistoceno, como el análisis polínico o del fondo de los océanos, la arqueología, etc. Las cadenas deductivas serán más largas, los fenómenos más complejos, las hipótesis más numerosas, y finalmente los resultados más inseguros.

La glaciología es una ciencia sintética, que necesita conocimientos de calórica, mecánica, meteorología, morfología, pero es distinta de todas ellas. Un libro verdaderamente reciente de glaciología no existe en ningún idioma, tantos han sido los estudios realizados durante los últimos diez años. Los trabajos esenciales están esparcidos entre un centenar de revistas poco difundidas, entre las cuales descuella el *Journal of Glaciology* británico. Antes de hablar de las nieves y glaciares de Chile era necesario hacer una exposición de esta ciencia.

Pero no basta erudición: uno tiene que escoger entre tantas opiniones divergentes, ayudándose con su experiencia propia. Así poco a poco he ido edificando un tratado de glaciología, en el cual se han ido engastando tanto mis observaciones y teorías referentes a los penitentes, los suelos estriados, los glaciares de rocas, etc., teorías que hubieran podido ser presentadas aparte, como numerosos cálculos, observaciones e ideas a los cuales me conducía la lectura de los trabajos de otros autores.

He enfocado así la glaciología con una óptica chilena, dando mayor relieve a los fenómenos más frecuentes en Chile. (En particular el glaciar de tipo alpino, el que la mayoría de los autores han estudiado, no es el más frecuente en Chile). El compendio de glaciología que presento al lector es sin duda muy distinto del que hubiera escrito en Europa.

En este libro el lector hallará por otra parte datos históricos relativos a la exploración de la Alta Cordillera y de los Hielos Patagónicos, y a la conquista

de sus cumbres, así como datos geográficos. Me tildarán de presuntuoso, de pretender conocer tantos lugares en tan pocos años. En la Alta Cordillera Central he hecho unas 10 expediciones ligeras de 5 a 15 días, y muchísimas visitas breves de week-end en la Precordillera. En Patagonia, estuve dos meses y medio en la zona del Fitz-Roy, con la expedición francesa vencedora de esa cumbre, y tres semanas en Magallanes. ¿Cómo describir luego la Alta Cordillera central mejor que en el siempre fundamental libro de RISO PATRÓN, cómo hablar de Patagonia meridional y Tierra del Fuego después de las magníficas obras del Padre DE AGOSTINI, fruto de sus innumerables expediciones? Para la Cordillera Central esta inmensa tarea me ha sido posible gracias a la colaboración de algunos jóvenes y excelentes andinistas, que han puesto un muy abundante material gráfico a mi disposición. Para Patagonia, la Dirección del Instituto Geográfico Militar me ha permitido muy amablemente estudiar las fotografías aéreas de toda Patagonia tomadas por la Misión Norteamericana de 1945. Gracias a ellas es posible, sin moverse de Santiago, conocer esa intrincada región, casi inaccesible bajo sus continuas tempestades, mejor que el propio Padre DE AGOSTINI. Por gentileza de este Instituto podemos publicar una docena de estas fotografías, escogidas entre las que están en venta libre, por haber sido tomadas fuera de la zona fronteriza.

De la Antártida chilena hablaré muy poco, por no conocerla personalmente, y porque todos nuestros conocimientos sobre la Antártida van a tener que ser modificados a la luz de los resultados adquiridos durante el próximo Año Geofísico Internacional. Pienso, sin embargo, que la lectura de este libro será suficiente para que los cientistas de lengua hispana que participen en el Año Geofísico vean qué investigaciones cabe emprender, y en qué publicaciones podrán hallar más amplia documentación.

He tratado de ilustrar abundantemente este libro, poniendo especial atención en la cartografía. Sin buenos mapas, toda observación glaciológica o geológica es insegura, toda conquista andina deja lugar a dudas. Pasma ver importantes estudios en los cuales no se ha tratado, ante todo, de mejorar una cartografía deficiente. Sólo en la zona del Fitz-Roy pude hacer un levantamiento de precisión con teodolito. Sin embargo, pienso haber mejorado muy notablemente los mapas existentes: a veces, en Patagonia, sencillamente por un estudio más detallado de las fotografías aéreas que sirvieron a hacerlo y un mejor conocimiento de los hechos glaciológicos; otras veces, en la zona central, con expediciones en el terreno, levantamientos expeditivos, y el estudio de fotografías panorámicas tomadas por otros andinistas.

Al terminar esta introducción, quiero rendir homenaje al Rector de la Universidad de Chile, don Juan GÓMEZ MILLAS. No sólo estampar mi más sincero agradecimiento por haberme hecho venir a Chile, por haberse interesado constantemente en mis trabajos, por haberme ofrecido las más amplias facilidades para hacer investigaciones y para publicar este libro; sino también expresar mi más viva admiración por la magnífica labor que con entusiasmo y dinamismo realiza a la cabeza de esta Universidad, honra de las Américas.

También quisiera agradecer a todos aquellos que me dieron facilidades de un modo u otro, o que me proporcionaron datos, y en primer lugar a los jefes y al personal del Instituto Geográfico Militar de Chile. Las numerosas críticas

que podré hacer en la zona de Alta Cordillera a los mapas preliminares existentes (por algo se llaman preliminares) no restan nada al respeto que siento por esta institución ante la inmensa labor que ha cumplido en sólo treinta años frente al país más difícil de cartografiar del mundo.

Reciban también aquí mis mayores agradecimientos el Presidente del Comité Nacional de Geografía, Geodesia y Geofísica, General (R) don Ramón Cañas Montalva, el Decano de la Facultad de Filosofía y Educación don Eugenio Pereira, el Director del Museo de Historia Natural don Humberto Fuenzalida, el Director del Instituto de Geología don Jorge Muñoz Cristi, el Director del Instituto de Geografía don Juan Borde, el fundador de "Revista Andina" y Presidente de la Sociedad Científica don Humberto Barrera, el Prosecretario de la F. A. S. A. don José Federico Finó, los directores, ingenieros y demás personal de la Compañía Minera La Disputada de Las Condes, y muy especialmente don Marcos Gambino, los geólogos de la CORFO don Carlos Klohn y don Max Junge, el ingeniero de la ENDESA don Enrique Arias, los andinistas Sres. Manuel Bazán, Silvio Botteselle, Bión González, Oscar González, Luis Krahl, Eberhardt Maier, Federico Marmillod, Juan Simken y muchos otros.

Asimismo quedo muy agradecido a los glaciólogos extranjeros que se han interesado y me han alentado en mis trabajos: W. R. B. Battle (q. e. p. d.), A. Cailleux, J. E. Church, W. O. Field, M. Kurtz, M. Gignoux (q. e. p. d.), P. L. Mercanton, G. Seligman, R. P. Sharp, C. Troll, Z. Yosida... maestros frente a los cuales he tratado de no desmerecer.

ADVERTENCIAS

1. Los nombres de autores, escritos en VERSALITA, cuando van acompañados de una fecha, corresponden a una referencia bibliográfica que el lector hallará al final de la primera o de la segunda parte de la obra.

2. Muchos nombres de montañas y de ventisqueros chilenos, que figuran en los mapas adjuntos, no son oficiales, aunque ya entrados en el uso corriente entre andinistas, baqueanos de la zona y glaciólogos. Como hubiera demorado demasiado hacerlos examinar por el Instituto Geográfico Militar para su aprobación, se ha preferido publicarlos, dejando constancia que no son oficiales y pueden ser modificados ulteriormente. El lector hallará en 10.2.7 las normas a las cuales nos hemos atenido para escogerlos.

PRIMERA PARTE
GLACIOLOGIA GENERAL

SIMBOLOS UTILIZADOS

A — 1) Tensión superficial del agua = 75 cgs. 2) Ablación (equivalente en agua). 3) (Después de una cota): cota calculada por el I. G. M. argentino.

$\mathring{A}$ — 4) Angstroem = 10^{-8} cm.

a — 1) Período de la red cristalina. 2) Ablación neta A - r.

B — Una constante.

b — 1) Una distancia. 2) $b^2 = k/CG$ = difusividad.

C — 1) Capacidad calorífica del hielo ($\cong$ 0,48 cgs.), de la nieve. 2) Una constante. 3) (Después de una cota): cota calculada por el I. G. M. chileno.

C_p — Capacidad calorífica a presión constante de un gas.

c — 1) período de la red cristalina. 2) Velocidad cuadrática media de las moléculas.

c_v — Capacidad calorífica a volumen constante de un gas.

cgs — Unidad del sistema C.G.S.

D — Coeficiente de difusión por convección turbulenta $\cong 10^4$ cgs.

D_m — Coeficiente de difusión molecular $\cong$ 0,2 cgs.

d, ∂, — Símbolo diferencial.

E — 1) Evaporación en masa por unidad de área y de tiempo. 2) Módulo de Young.

e — 1) 2,718 ... 2) Un espesor.

F — Agua de fusión (en masa por unidad de área y de tiempo).

f — Tensión de vapor saturante = $m_s.RT/M$

G — 1) Densidad de la nieve. 2) Módulo de desgarramiento.

G_0 — Densidad del hielo puro sin burbujas = 0,906 (véase 1.1.3).

g — 1) Intensidad de la gravedad $\cong$ 0,981 cgs. 2) Gramos.

H 1) Presión atmosférica (al nivel del mar ≅ 1 atmósfera ≅ 1 kg/cm². ≅ 10^6 cgs. 2) (Después de una cota): cota calculada por HELBLING.

h Una altura.

i Flujo de energía radiante.

J Equivalente mecánico de la caloría = $4{,}18.10^7$ cgs.

j Flujo de vapor.

K 1) Una constante. 2) (Después de una cota): cota calculada por KLATT y FICKENSCHER.

K_g, K_z Resistencia mecánica al desgarramiento, a la tracción.

k 1) Constante de Boltzmann = $1{,}38.10^{-16}$ cgs. 2) Conductibilidad calorífica del hielo (= 0,0053 cgs) o de la nieve.

L 1) Libre recorrido medio. 2) Una longitud. 3) (Después de una cota): cota calculada por el autor.

L_e Calor latente de evaporación del agua = 606,5 cal/g. a O°C.

L_f Calor latente de fusión del hielo = 79,8 cal/g.

M 1) Masa molecular del agua = 18. 2) Una masa

M' Masa molecular ficticia del aire = 28,8.

m 1) Masa específica del vapor de agua en el aire = p.M/RT = humedad absoluta. 2) Metros. 3) Una masa.

m_s Masa específica del vapor saturante = f.M/RT.

N Número de Avogadro = $6{,}02 \cdot 10^{23}$.

n Una constante numérica.

O Un diámetro = 2r.

P Precipitación (equivalente en agua).

p 1) Tensión (presión parcial) de vapor = m.RT/M. 2) Una presión.

Q Calor recibido por una superficie por unidad de área y de tiempo.

q Flujo de calor.

R 1) Constante de los gases perfectos = $8{,}32.10^7$ cgs. 2) Radio hidráulico = área de la sección/perímetro "inmergido". 3) (Después de una cota): cota calculada por RISO PATRÓN.

r 1) Un radio. 2) Regelación (equivalente en agua).

S Un área.

s Segundos.

T Temperatura absoluta = $\Theta + 273.16$.

t Tiempo.

U	Una velocidad.
u	Volumen específico del hielo = 1,090.
V	Un volumen.
v	Volumen específico de un vapor.
W	Una energía.
w	1) Masa de agua líquida por unidad de volumen en una nube. 2) Fracción de agua líquida en la nieve.
X, Y, Z x, y, z	Coordenadas (Z, z según la vertical).
α (*alfa*)	1) Albedo. 2) Coeficiente de dilatación térmica linear. 3) pendiente de la superficie de un glaciar.
β (*beta*)	1) Coeficiente de captación de las moléculas de vapor. 2) Pendiente del lecho de un glaciar.
γ (*gamma*)	Angulo de desgarramiento.
$\triangle$ (*delta*)	Variación finita de una cantidad.
ε (*epsilon*)	1) Una cantidad muy pequeña. 2) Dilatación linear relativa $=\triangle x/x$.
ς (*zeta*)	Coeficiente de absorción de radiaciones.
η (*eta*)	Viscosidad.
θ (*theta*)	Temperatura centesimal (°C).
λ (*lambda*)	Longitud de onda.
μ (*mu*)	1) Equivalente en agua de un calorímetro. 2) Micron = 10^{-4}cm.
ν (*nu*)	Coeficiente de Poisson.
Π (*pi mayús.*)	Porosidad = $1 - (G/G_0)$.
π (*pi*)	3.1416...
ρ (*ro*)	Masa específica del aire = $1{,}293.10^{-3}$ g/cm^3 a 0°C, 1 atm.
ρ_a (*ro sub-a*)	Masa específica del agua = 1 g/cm^3.
Σ (*sigma mayús.*)	Símbolo de suma.
σ (*sigma*)	Tensión normal: positiva = compresión; negativa = tracción.
τ (*táu*)	Tensión de desgarramiento.
Φ (*fi mayús.*)	Caudal de un glaciar.
φ (*fi*)	Azimuto.
χ (*ji*)	Coeficiente de compresibilidad cúbica.
ψ (*psi*)	Distancia cenital.
ω (*ómega*)	Pulsación = 2π /período.

Capítulo I

LOS CAMBIOS DE ESTADO DEL AGUA

1. 1. *ESTRUCTURA CRISTALINA DEL HIELO*

1. 1. 1. *Variedades cristalinas del hielo.* El físico llama *hielo* a toda variedad de agua bajo el estado sólido. Así lo haremos en este primer capítulo, reservando luego el nombre de hielo únicamente al hielo de los andinistas y geólogos, es decir al hielo compacto en masas apreciables, tal como se encuentra en los glaciares.

El hielo, cualquiera que sea su origen y su aspecto físico (nube de hielo en la alta atmósfera, nieve, escarcha, hielo de glaciar, hielo producido en un refrigerador, etc.), tiene la misma estructura cristalina, es decir, la misma configuración geométrica de los átomos de oxígeno y de hidrógeno que lo constituyen (dos átomos de hidrógeno para un átomo de oxígeno). Esa estructura se reproduce periódicamente en el espacio, lo que explica que los cristales de nieve tengan siempre las mismas formas, independientemente de sus dimensiones. Esas formas tienen un eje de simetría hexagonal, lo que se debe entender de la manera siguiente: haciendo girar el cristal de $360°/6=60°$ alrededor del eje, el cristal coincide con su posición anterior, mediante sólo translaciones paralelas de sus caras.

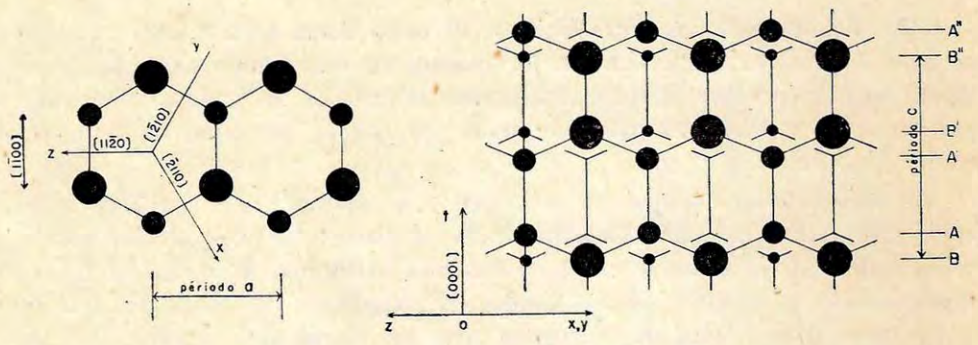
Asimismo el hielo de glaciar está cristalizado, y se compone de un conglomerado de *cristalitos,* de unos cuantos cm^3 en general, que aprenderemos a discernir. Dentro de cada cristalito la disposición geométrica de los átomos es uniforme. Pero en ese caso, los cristalitos no tienen una forma geométrica especial, como los cristales de nieve.

Bridgman ha obtenido en su laboratorio seis otras variedades alotrópicas de hielo (es decir, que difieren por la disposición geométrica de los átomos), bajo presiones superiores a 10 000 atmósferas, que no existen en el seno de ningún glaciar (haría falta una capa de hielo de un centenar de kilómetros de espesor). Por otra parte Pryde y Jones han conseguido gotitas diminutas de agua parcialmente vidriosa (es decir, sin estructura cristalina), mediante un temple en el oxígeno líquido. Esas son meras curiosidades de laboratorio, sin interés para nosotros.

1. 1. 2. *Posición de los átomos de oxígeno.* La estructura cristalina se estudia por medio de los rayos X. En el caso del hielo, sólo los átomos de oxígeno difusan los rayos X. La interferencia de los rayos difusados provoca sobre una placa fotográfica una serie de manchas llamada *espectro de difracción.* Del estudio de ese espectro se deduce con suma precisión la posición que ocupan

los átomos de oxígeno. (Owston y Lonsdale, 1948. Véase bibliografía al final del libro).

Cada átomo de oxígeno tiene 4 oxígenos vecinos a 2,76 Å, regularmente dispuestos en las puntas de un tetraedro regular. Las bases de esos tetraedros forman mosaicos regulares en planos llamados por los cristalógrafos planos (0001). Las alturas correspondientes tienen la dirección cristalográfica [0001], y son los ejes de simetría hexagonal. También los llamaremos ejes ópticos, debido a sus propiedades ópticas, que no estudiaremos aquí. La estructura es periódica paralelamente a ese eje hexagonal, con un período c = 7,367 A. (Véase fig. 1).



a b

Fig. 1: Estructura cristalográfica del hielo: posición de los átomos de oxígeno. Se han dibujado los átomos de más en más pequeños, a medida que se alejan del plano de figura. a) Proyección según el eje óptico. b) Proyección perpendicular al eje óptico.

Las 3 aristas de la base del tetraedro, de direcciones [11$\bar{2}$0], [1$\bar{2}$10], [$\bar{2}$110], y las del tetraedro vecino, de direcciones [$\bar{1}\bar{1}$20], [$\bar{1}$2$\bar{1}$0], [2$\bar{1}\bar{1}$0], forman 6 direcciones del plano (0001), con ángulos de 60° entre sí. Se designará una cualquiera de esas seis direcciones por la notación <11$\bar{2}$0>. La estructura cristalina es periódica paralelamente a esas seis direcciones, con un período a = 4,523 Å.

Estos valores se entienden a 0°C. El coeficiente de dilatación térmica es 2.10^{-5} en las direcciones <11$\bar{2}$0>, y 3.10^{-5} en la dirección perpendicular [0001]. Esa mayor dilatación corresponde a una menor cohesión entre los planos (0001), como lo veremos estudiando las propiedades mecánicas del hielo.

1. 1. 3. *Microestructura del hielo.* Según Steinemann (1954), el hielo tiene muchas veces una estructura de mosaico, es decir que cada cristalito se compone en realidad de una sucesión de microcristalitos, la dirección de los ejes cristalinos variando de una fracción de grado al pasar de un microcristalito al siguiente. La desviación puede llegar a alcanzar 8° al cabo de 1 cm. Entre los microcristalitos puede haber una discontinuidad franca (las manchas del espectro o difracción están duplicadas), o sólo una distorsión de la red cristalina (las manchas resultan alargadas).

Según Workman (1955), los cristalitos de agua congelada en particular están formados por haces de microcristalitos paralelos de 3 micrones de ancho

por 5 de largo, con huecos en forma de discos entre ellos. Este fenómeno no depende de la velocidad de congelación, y desaparece cuando hay una débil cantidad de halogenuros alcalinos presente. Explica sin duda porque la densidad del hielo (sin burbujas de aire) hallado experimentalmente es 0,906 $\pm$ 0,004, mientras que del valor de los períodos a y c se deduce una densidad teórica de 0,9168.

Estos microcristalitos deben estar en general maclados, es decir uno en un sentido, el siguiente en el sentido opuesto, deducido del primero mediante una simetría con respecto al plano (0001). Debido a ello no se puede observar piroelectricidad o piezoelectricidad en un cristal grande de hielo, mientras que ROSSMANN, en cristales de dimensiones microscópicas, ha comprobado una importante piroelectricidad, diez veces mayor que la de la turmalina.

Con cristales de hielo de glaciar de 1 a 2 mm de largo, BUTKOVICH ha vuelto a encontrar la densidad teórica: 0,9172 a $-3{,}5$°C.

1. 1. 4. *Posición de los átomos de hidrógeno.* La difusión de los rayos X por los átomos de hidrógeno siendo inapreciable, el espectro de difracción no permite determinar por completo la estructura cristalina del hielo. El hecho que los microcristales sean piroeléctricos, y que tengan una punta más soluble y fácil de sublimarse que la punta opuesta nos demuestra que los dos sentidos del eje óptico no son equivalentes, es decir que hay *hemimorfismo,* lo que se debe a la ubicación de los átomos de hidrógeno. El hielo debe pertenecer al grupo cristalino C6v o al grupo C3v.

La distancia de los átomos de hidrógeno al oxígeno más vecino se deduce del efecto Raman (variación de frecuencia de una fracción de la luz difusada). Se encuentra 0,99 Å, valor vecino de la distancia oxígeno-hidrógeno en el agua líquida (0,958 Å). Cada hidrógeno ha de ubicarse sobre una recta que une dos oxígenos vecinos, y allí puede ocupar dos lugares. El efecto Raman muestra también que, merced a la agitación térmica, puede saltar de un lugar al otro.

1. 1. 5. *Estructura del agua líquida.* El agua líquida tiene numerosas anomalías con respecto a los otros líquidos: aumenta de volumen al solidificarse, pasa por un máximo de densidad a 4°C, un mínimo de calor específico a 35°C, etc. Se admite hoy día que esas anomalías se deben a que la estructura cristalina del hielo no desaparece por completo al derretirse. Algo queda de ella, que desaparece poco a poco elevándose la temperatura. La destrucción de la estructura cristalina hace disminuir el volumen (así como una casa derrumbada ocupa menos espacio), y absorbe calor.

1. 2. *FUSION Y SOLIDIFICACION*

1. 2. 1. *Fusión del hielo.* El hielo, bajo la presión normal de 760 mm de mercurio (1 atmósfera), se derrite a 0°C, según la definición misma de la escala centesimal. (Si el agua y el hielo no estuviesen saturados de aire disuelto, el punto de fusión sería 0,0024°C.) Este punto fijo puede ser reproducido con una precisión de 1/10 000 de grado; para ello se puede utilizar hielo del

comercio, con tal de lavarlo continuamente con agua destilada fría para eliminar las impurezas.

El calor necesario para derretir un gramo de hielo es $L_f = 79{,}76$ calorías (calor latente de fusión).

El punto de fusión depende de la presión que ejerce el agua sobre el hielo, p, que es en general vecina de la presión atmosférica H, según la fórmula de CLAPEYRON, demostrada en termodinámica:

$$J\, L_f = T\,(u - u_a)\, dp/dT.$$

T = temperatura absoluta = temperatura centesimal + 273,16°.

u_a = volumen específico del agua = 1 cm^3/g.

u = volumen específico del hielo = 1,090 cm^3/g.

La elevación del punto de fusión con la presión, deducida de esta fórmula, es de 1°C para 133 atmósferas. Es en general despreciable, y se ha exagerado mucho su papel en los procesos glaciológicos, como veremos más adelante.

1. 2. 2. *Congelación del agua: sobrefusión.* Si se enfría agua pura, hay que llegar a cierta temperatura netamente inferior a 0°C para que empiece la congelación. A este fenómeno se llama *sobrefusión.* Una vez empezada la congelación, cuando hay agua y hielo en contacto, ésta prosigue a la temperatura fija de 0°C.

La congelación despide $L_f = 79{,}76$ calorías por gramo de agua congelada. El calor producido al desaparecer la sobrefusión sirve a elevar la temperatura del agua en sobrefusión hasta 0°C.

La desaparición de la sobrefusión es rápida e irreversible: el hielo crece con una velocidad linear de 2 cm/s a −5°C y de 10 cm/s a −10°C. Luego la congelación normal se hace lentamente, a una velocidad que depende de la manera en que el calor producido por la congelación puede eliminarse. Notemos que la temperatura es entonces 0°C en la superficie del hielo, al contacto del agua. Pero ha de ser ligeramente inferior a 0°C en el seno del agua, para que el calor producido pueda eliminarse por conducción.

1. 2. 3. *Gérmenes de solidificación.* ¿Por qué desaparece la sobrefusión? Los experimentos de DORSEY (1940) han mostrado que el agua puede permanecer indefinidamente en sobrefusión si no existen en ella *gérmenes de solidificación.* Estos gérmenes son fragmentos microscópicos de materia alrededor de los cuales puede empezar la cristalización. Se supone que fijan moléculas de agua en su superficie, las cuales pueden entonces mejor agruparse formando un cristal que cuando están libres y veloces en el seno del líquido.

El polvo de la atmósfera, los fragmentos que se desprenden de un matraz al restregar un agitador contra las paredes de vidrio pueden constituir gérmenes. Cada uno actúa por debajo de cierta temperatura determinada.

Sin embargo, por debajo de cierta temperatura crítica, vecina de −40°C, el agua se solidifica espontáneamente, sin que sean necesarios gérmenes.

1. 2. 4. *Orientación cristalina del hielo.* El hielo que crece alrededor de un gérmen tiene primero la forma de un disco plano, que coincide con el plano cristalográfico (0001). El disco es circular, debido a las fuerzas de tensión su-

perficial. Creciendo el disco, éstas se vuelven despreciables, y se pueden desarrollar numerosos brazos alargados, llamados *dendritas,* con las 6 direcciones cristalográficas $<11\bar{2}0>$. Estas dendritas crecen mucho más rápidamente en la dirección del gradiente de temperatura, es decir perpendicularmente a las superficies isotérmicas.

Aquí tenemos una paradoja, pues en el hielo de lago, formado con un gradiente de temperatura vertical, son los ejes ópticos [0001] y no las direcciones $<11\bar{2}0>$ que son verticales. Es que las dendritas crecen en la dirección del gradiente de temperatura *local,* que puede tener una dirección completamente distinta de la del gradiente promedio. En un lago, al contacto con una atmósfera por debajo cero que lo va enfriando lentamente, el gradiente promedio de temperatura es vertical, de abajo hacia arriba; pero el gradiente local, en la vecindad de una dendrita y a la superficie del agua, es horizontal (DEVIK, 1949) (Fig. 2). A partir de la orilla o de los polvos del aire caídos a la superficie del lago, que actúan como gérmenes, se desarrollan por consiguiente dendritas horizontales de dirección $<11\bar{2}0>$. Estas direcciones siendo horizontales, el eje óptico ha de ser vertical.

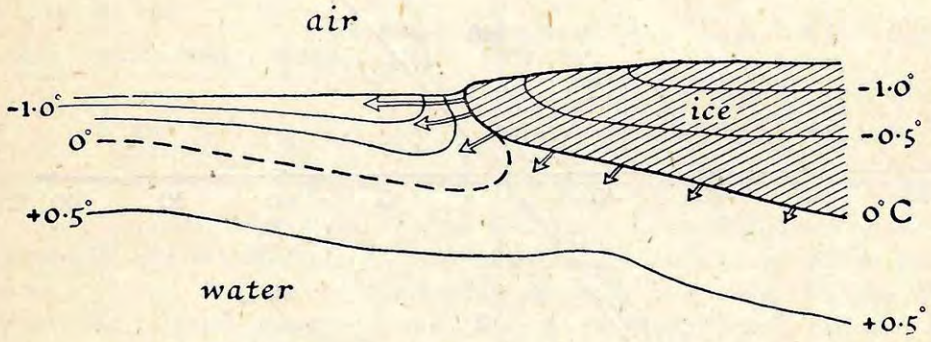


Fig. 2: Congelación del agua en una atmósfera fría, según DEVIK.

Esos dendritas llegan a cubrir rápidamente toda la superficie libre, formando una capa de hielo sumamente delgada, que luego crece lentamente hacia abajo. En ese momento el gradiente de temperatura se vuelve vertical en todo lugar, pero las orientaciones cristalinas están ya determinadas.

Una capa de hielo de lago está constituída finalmente por cristalitos prismáticos alargados en la dirección vertical, con el eje óptico vertical. Se utiliza este hecho para proveerse de monocristales de hielo para experimentos que tengan el eje óptico en una dirección conocida.

1. 3. *EVAPORACION Y SUBLIMACION*

1. 3. 1. *Tensión de vapor saturante.* Sea un sólido o un líquido, que llamaremos *fase condensada,* en contacto con una atmósfera (fase gaseosa), todo a una temperatura uniforme T. Para que haya equilibrio, la presión parcial

de vapor en esta atmósfera ha de tener cierto valor llamado *tensión saturante,* que no depende de la presión atmosférica, pero sólo de la temperatura. Sino según el caso se *evapora* la fase condensada, o bien se *condensa* el vapor sobre ella, hasta obtener la igualdad. En una atmórfera abierta, la evaporación puede ser indefinida, hasta desaparición de la fase condensada. La evaporación de un sólido también se llama *sublimación.*

La evaporación de cada gramo de líquido absorbe una cantidad elevada de calorías L_e (calor latente de evaporación), e inversamente la condensa-

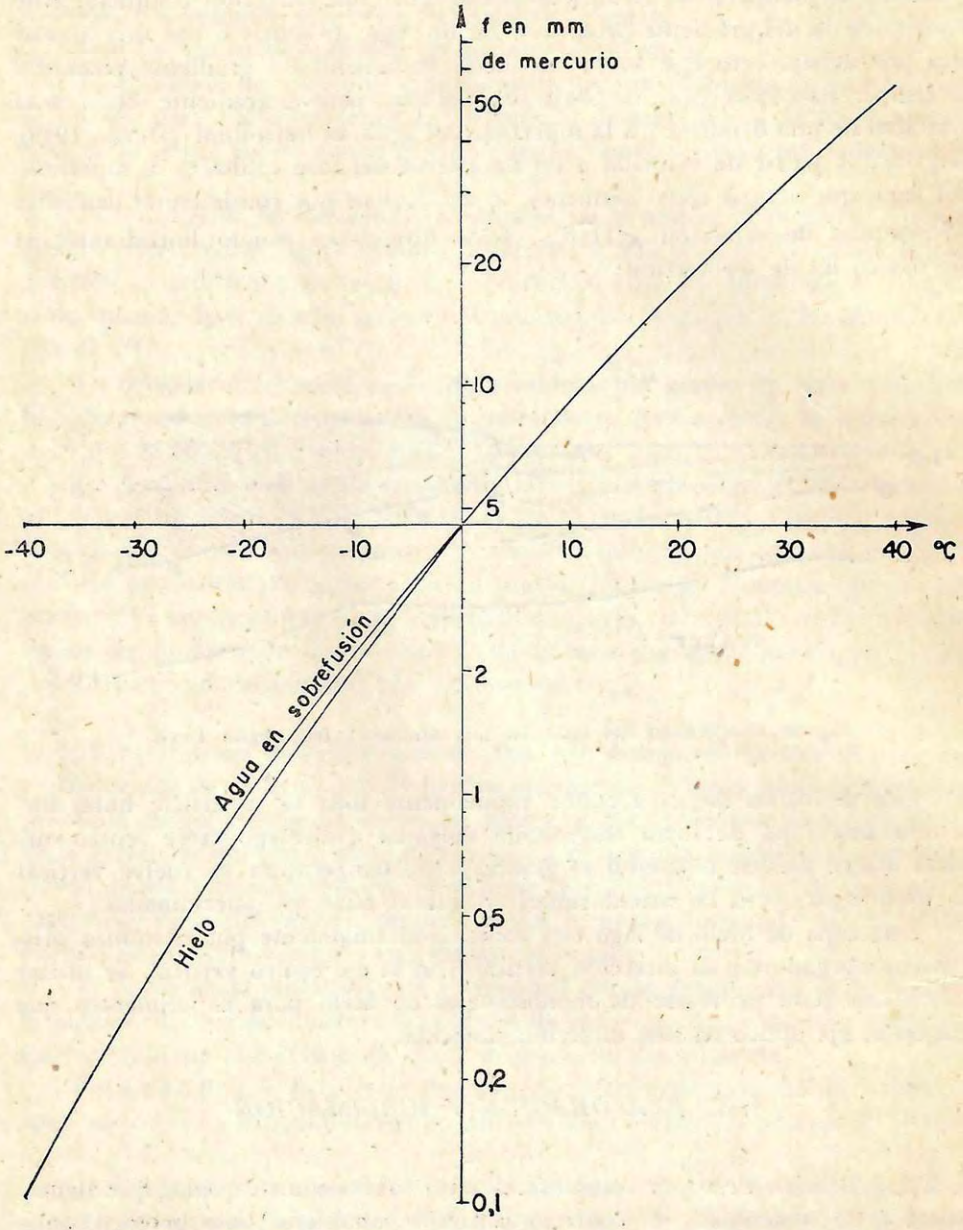


Fig. 3: Tensión saturante del agua en función de la temperatura, en escala semilogarítmica.

ción las despide. La evaporación de cada gramo de sólido absorbe ($L_e + L_f$) calorías, y la condensación sólida las despide. Ello modifica las temperaturas a la superficie de contacto. En el caso general, debido a este fenómeno y al hecho que las dos fases estaban ya a desigual temperatura, las temperaturas en ambos lados y en la vecindad inmediata de la superficie de evaporación no son iguales. Pero no se comete un gran error suponiendo que lo son, y así se elimina una incógnita de los cálculos. La temperatura común T depende de las temperaturas en el seno de las dos fases, de cómo el calor llega o se marcha por ambos lados, y de la evaporación o condensación existente, es decir del *balance térmico* en la superficie de evaporación. Volveremos sobre este problema.

La tensión saturante f y la masa específica del vapor saturante m_s (véase en 1. 3. 3. la relación entre ambos) son funciones rápidamente crecientes de la temperatura T. En el caso del agua, para temperaturas por debajo 0°C, existen valores distintos de la tensión saturante según que la fase condensada es hielo o agua en sobrefusión (Fig. 3).

θ = T−273,2°	−40°	−30°	−20°	−10°	0°	10°	20°	30°	40°
f (mm. de mercurio): agua			0,960	2,159	4,58	9,18	17,41	31,56	54,97
hielo	0,105	0,292	0,787	1,974	4,58				
m_s (g/m³): agua			1,1	2,4	4,8	9,3	17,1	30,0	50,5
hielo	0,13	0,35	0,9	2,2	4,8				

A una misma temperatura, la tensión saturante es mayor para el agua en sobrefusión que para el hielo. Cuando ambos estados están en presencia, pero no en contacto, se establece una tensión de vapor intermedia. El agua en sobrefusión entonces se evapora, volviéndose a condensar sobre el hielo. Si la temperatura se mantiene bien uniforme, esa destilación prosigue hasta que desaparezca toda el agua en sobrefusión.

Las tensiones saturantes del agua y del hielo se vuelven iguales a 0°C, temperatura a la cual hielo, agua líquida y vapor de agua pueden permanecer en equilibrio entre sí, la presión del vapor siendo de 4,58 mm de mercurio. En todo rigor, como el punto de fusión depende de la presión, el equilibrio triple ocurre a 0° sólo cuando el aire húmedo está bajo una presión de 760 mm. En ausencia de aire, sólo existe la presión del vapor de 4,58 mm, y por otra parte no hay aire disuelto, lo que influye también en la temperatura de fusión; la temperatura del punto triple en ausencia de aire es 0,0098°C.

Para el equilibrio agua líquida-vapor rigen las fórmulas siguientes (v_s es el volumen específico del vapor saturante y u_a el del agua, θ la temperatura centesimal y T la absoluta):

Fórmula de REGNAULT: $L_e = 606{,}5 - 0{,}695 \cdot \theta$ cal/g.

Fórmula de CLAPEYRON: $JL_e = T\,(v_s - u_a)\,df/dT$.

Fórmula de Joseph BERTRAND, deducida de las dos anteriores (caso particular de la fórmula de DUPRÉ):

$$\mathrm{Log}_{10} f = 17{,}443 - (2795/T) - 3{,}868\ \mathrm{Log}_{10} T.$$

1. 3. 2. *Influencia de la tensión superficial.* La tensión saturante depende de la curvatura de la superficie de evaporación, la influencia de ésta siendo apreciable sólo para radios de curvatura muy inferiores al milímetro. Para una gota de agua de radio r, la tensión saturante es, según el cálculo de Lord KELVIN:

$$f_r = f \exp [1 + 2\,AM/RT\,\rho_a \,.\, r] \cong f\,(1 + 2\,AM/RT\,\rho_a \,.\, r)$$
$$= f + 2A \,.\, m_s/\rho_a \,.\, r$$

A = tensión superficial del agua = 75 cgs.

M = masa molecular del agua = 18.

R = constante de los gases perfectos = 8,32 . 10^7 cgs.

ρ_a = masa específica del agua = 1 g/cm^3.

Se obtiene $f_r - f$ = 1 mm. de mercurio para gotas de diámetro 2r = 1,3 micron.

Como consecuencia de ello, una gotita muy pequeña destilará sobre otra mayor, por el mismo motivo que el agua en sobrefusión destila sobre el hielo.

1. 3. 3. *Humedad atmosférica.* La *humedad absoluta* puede expresarse por medio de la presión parcial de vapor de agua en el aire (p), o por medio de la masa específica de dicho vapor (m), es decir los gramos de vapor existente por cm^3 de aire húmedo. Ambos están relacionados por la ley de los gases perfectos, bastante exacta en este caso porque se trata de presiones muy débiles: $p/m = RT/M$. Asimismo entre la tensión saturante f y la humedad saturante m_s existe la relación : $f/m_s = RT/M$.

También se puede dar el *punto de rocío,* temperatura para la cual, al aislar un volumen de aire y enfriarlo, el vapor de agua que encierra se vuelve saturante.

En muchos fenómenos interviene sólo la *humedad relativa* $p/f = m/m_s$, que se expresa en porcentaje.

La medición más exacta de la humedad se haría absorbiendo todo el vapor de agua de un volumen conocido de aire con un deshidratante enérgico como el anhidrido fosfórico. En la práctica se hace midiendo el punto de rocío con el *higrómetro de* REGNAULT, modificado por GRIFFITHS: se enfría una superficie metálica brillante hasta que se condense el vapor de agua sobre ella (Fig. 4).

Notemos que en un momento dado las temperaturas disminuyen gradualmente entre el aire y el termómetro, y por consiguiente la temperatura leída en el termómetro será siempre algo inferior al verdadero punto de rocío. Para que el error sea despreciable, conviene enfriar muy lentamente. Sin embargo siempre habrá un gradiente de temperatura en el aire vecino al higrómetro, lo que provoca una variación en la concentración de vapor de agua (efecto de *termodifusión.* Véase ROCARD, Thermodynamique, p. 309).

En el higrómetro de REGNAULT, cuando el punto de rocío es inferior a 0°C, puede formarse agua o hielo por condensación. Para no tener dudas, cuando el punto de rocío es inferior a −3°C, se espolvorea ligeramente la superficie metálica con iodo, que favorece la formación de cristales de hielo, y se considera la tensión saturante para el hielo. Encima de −3°C, no poniendo iodo, se está seguro que se condensa agua líquida.

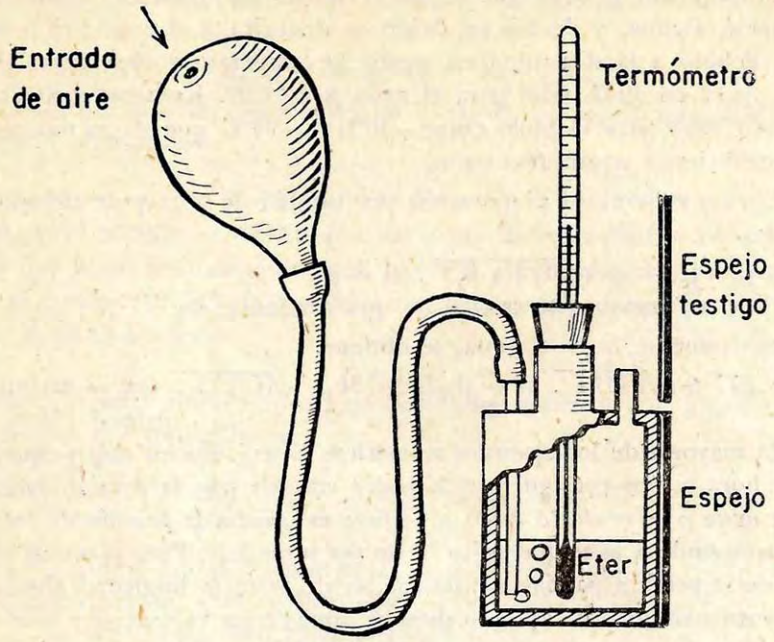


Fig. 4: Higrómetro de REGNAULT y GRIFFITHS.

De lectura más rápida, pero de menor precisión son el *psicrómetro,* constituído por un termómetro seco y uno húmedo (que sólo puede servir cuando el punto de rocío es positivo), y el *higrómetro de cabello.* La graduación de ambos instrumentos es puramente empírica, aunque en el caso del psicrómetro se pueda hacer la teoría del funcionamiento (AZPIROZ, 1950).

1. 3. 4. *Velocidad de evaporación en la teoría cinética.* En la teoría cinética de los gases, el equilibrio vapor-fase concentrada es un equilibrio entre dos flujos en sentido contrario: hay siempre evaporación y condensación simultáneas, y lo que nosotros observamos es la diferencia entre los dos efectos.

La condensación afecta a una fracción β de las moléculas de vapor que chocan contra la fase condensada. El número de moléculas que chocan por cm^2 y por segundo es proporcional a la presión parcial del vapor p, y nos es dada por la teoría cinética. Se deduce de ello la masa condensada por cm^2 y por segundo:

$$j_c = \beta\, p \sqrt{M/2\,\pi\,RT}.$$

Para el agua, si f_0 es la tensión saturante a 0°C (4,58 mm de mercurio = 6 100 dinas/cm^2), y m_0 la masa específica correspondiente (4,8 g/m^3):

$$j_c = 277\ \beta\ (p/f_0)\ \sqrt{273/T} = 31\ \beta\ (m/m_0)\ \sqrt{T/273}\ g/cm^2\ .\ hora.$$

Se supone, sin prueba concluyente de ello, que β no depende de p ni de T, siendo una constante para la substancia considerada. En particular cuando el vapor es saturante (p = f), y que evaporación y condensación son iguales:

$$j_e = j_c = \beta\, f \sqrt{M/2\,\pi\,RT}.$$

La evaporación j_e es la que se puede medir en el vacío, cuando no hay condensación alguna, y de esa medición se deducirá β. La medición es muy delicada, debido a la dificultad en medir la temperatura superficial sin perturbarla. ALTY en 1933 halló para el agua $\beta = 0{,}01$. KRAMERS y SMETERDING hallaron en 1951 para el hielo entre $-40°C$ y $-60°C$ que β era vecino de 1. Nuevas mediciones serían necesarias.

En el caso general, la evaporación por unidad de área y de tiempo observada será:

$$E = j_e - j_c = \beta \sqrt{M/2\,\pi\,RT}\,.\,(f - p).$$

Si $f - p$ es negativo, se tratará de una condensación.

Numéricamente, para el agua, se obtiene:

$$E = .277\ \beta \sqrt{273/T}\,.\,(f - p)/f_0 = 31\ \beta \sqrt{T/273}\,.\,(m_s - m)/m_0 \quad [g/cm^2\,.\,\text{hora}.$$

En la mayoría de los ejemplos numéricos E será mucho más pequeño que 1 g/cm^2 . hora, y por consiguiente se podrá admitir que la *presión parcial del vapor de agua* p *al contacto de la superficie es igual a la presión de saturación* f que corresponde a la temperatura T de esa superficie. Pero p puede ser muy distinto de la presión parcial a distancia, es decir de la humedad absoluta del aire. Cuanto más distinta que la presión atmosférica es mayor y que el aire está más en calma, porque entonces el vapor de agua formado se aleja de la superficie con mayor dificultad.

1. 3. 5. *Difusión molecular del calor y del vapor.* La velocidad de evaporación depende, pues, de la eliminación del calor y de la eliminación del vapor desde la superficie. La teoría cinética de los gases nos da las ecuaciones del fenómeno en el caso de la *difusión molecular,* sin transporte global de materia. (Véase por ejemplo ROCARD, Thermodynamique, pp. 302 a 327).

Consideraremos el aire húmedo como un gas perfecto compuesto por moléculas de una sola especie, de diámetro O. La masa molecular ficticia del aire será $M' = 28{,}8$, siempre que la humedad absoluta no sea muy abundante, lo que es siempre el caso a las temperaturas consideradas. Llamaremos H la presión atmosférica, ρ la masa específica del aire húmedo, c la velocidad cuadrática media y L el libre recorrido medio de las moléculas ficticias.

$$\rho = HM'/RT \qquad c = \sqrt{3RT/M'} \qquad L = RT/\sqrt{2}\,\pi O^2 NH$$

El coeficiente de viscosidad del aire es:

$$\eta = 0{,}4993\ \rho\ cL = 0{,}194\ \sqrt{RTM'}/O^2N$$

Este coeficiente no depende de la presión. Pero en general lo que interviene es el coeficiente cinemático de viscosidad η/ρ, que es inversamente proporcional a la presión atmosférica:

$$\eta/\rho = 0{,}4993\ cL = 0{,}194\ (RT)^{3/2}/O^2N\sqrt{M'}.H$$

Si las superficies isotérmicas son perpendiculares al eje de coordenadas ox, el calor se transmite en la dirección ox. El flujo de calor en calorías/cm^2 . segundo es: $q = K_m\,.\,dT/dx$. En el caso general, con la notación vectorial, rige la ley:

$$\overrightarrow{q} = K_m\,.\,\overrightarrow{\text{grad}}\ T$$

Para un gas diatómico, c_v y C_p, siendo los calores específicos del aire a volumen y a presión constante:

$$K_m = 1{,}90\ \eta\ .\ c_v = 1{,}36\ \eta\ .\ C_p$$

Asimismo, con las notaciones de 1. 3. 4., el vapor que difusa en gramos/cm² . segundo es:

$$\vec{j} = D_m\ .\ \overrightarrow{\text{grad}}\ m = D_m\ .\ (M/RT)\ \overrightarrow{\text{grad}}\ p$$

D_m es el coeficiente de difusión del vapor de agua dentro del aire húmedo. Como hay pocas moléculas de agua frente a las de aire, D_m es prácticamente igual al coeficiente de difusión del aire (considerado como un gas puro) dentro de sí mismo, y vale:

$$D_m = n\ .\ \eta/\rho = n\ .\ \eta\ RT/M'H$$

n siendo un factor numérico mal conocido algo superior a 1, y que tomaremos igual a 1,36. Por consiguiente:

$$K_m/D_m = \rho\ C_p \qquad (1.3.5.a)$$

$$\vec{q} = 1{,}36\ \eta\ C_p\ \overrightarrow{\text{grad}}\ T \qquad (1.3.5.b)$$

$$\vec{j} = 1{,}36\ \eta\ (M/M')\ (\overrightarrow{\text{grad}}\ p)/H = 1{,}36\ (\eta/\rho)\ \overrightarrow{\text{grad}}\ m \qquad (1.3.5.c)$$

Numéricamente, $\eta = 1{,}7.10^{-4}$ cgs;

$D_m = 1{,}36\ \eta/\rho \cong 0{,}2$

$C_p = 0{,}24$ cal/g. °C

$M/M' = 0{,}623$

1. 3. 6. *Evaporación de una gotita de agua.* Hay únicamente difusión molecular cuando la superficie de evaporación es muy pequeña, digamos inferior al milímetro cuadrado. Tal es el caso de una gotita de agua inmóvil, de radio r, masa $(4/3)\pi r^3 \rho_a$. El cálculo del flujo de vapor de agua es análogo al cálculo del campo eléctrico producido por una esfera electrizada. Daremos sólo el resultado: la humedad absoluta al contacto de la gota es:

$$m_r = \frac{m_s + \varepsilon m/r}{1 + \varepsilon/r} \qquad (1.3.6.a)$$

y la variación de masa con el tiempo es:

$$4\pi r^2\ (dr/dt)\ .\ \rho_a = \frac{4\ \pi\ .\ r}{1 + \varepsilon/\ .\ r} : D_m\ [m_s\ (1 + 2AM/RT\rho_a\ .\ r) - m] \qquad (1.3.6.b)$$

Con las notaciones siguientes:

m = humedad absoluta del aire, en g/cm³, lejos de la gotita.

m_s = humedad absoluta de saturación a la temperatura ambiente.

D_m = coeficiente de difusión molecular, que es proporcional a $T^{3/2}$ e inversamente proporcional a la presión atmosférica. (Orden de magnitud: 0,2 cgs.).

$\varepsilon = D_m/(\beta\sqrt{RT/2\pi M}) = 0{,}0014$ para el agua a 0° (tomando $\beta = 0{,}01$).

$2AM/RT\rho_a = 0{,}92.10^{-4}$ cm.

En cuanto el diámetro de la gota sobrepasa 1/10 mm, la humedad al contacto de la gota es practicamente saturante, y la segunda ecuación se reduce a:

$$4\,\pi\,r^2\,(dr/dt)\,\rho_a = 4\,\pi\,r\,D_m\,(m_s - m) \qquad (1.\ 3.\ 6.\ c.)$$

ecuación fácil de integrar:

$$r^2 - r_0^2 = (2\,D_m/\rho_a)\,(m_s - m)\,.\,t$$

Si la gota no es inmóvil, pero cae con una velocidad U, MASON (1953) establece la fórmula:

$$4\,\pi\,r^2\,(dr/dt)\,\rho_a = 4\,\pi\,r\,D_m\,(m_s - m)\,[1 + \sqrt{rU/2\,\pi\,D_m}]$$

muy vecina de la fórmula empírica establecida por TSUJI para las gotitas de agua que forman las nubes.

Estas fórmulas han sido extendidas por MASON (1953), al caso de un cristalito de hielo.

1. 3. 7. *Difusión del calor y del vapor por convección turbulenta.* Con la gotita en movimiento entramos ya en el caso general en que una corriente de aire permite al calor y al vapor despejarse mucho más facilmente que por mera difusión molecular. La convección puede ser laminar o turbulenta según las asperezas del suelo y sobre todo según la velocidad de la corriente de aire.

Cuando no hay viento, si el flujo de calor es importante, el aire se divide en *celdas de convección* prismáticas verticales, con base hexagonal. En cada prisma el aire sube por la parte periférica y baja por el eje central. Este fenómeno permite explicar el aspecto de ciertas nubes (cirrocúmulos), así como la importante turbulencia que se suele observar al sobrevolar una pampa asoleada. (Para más detalles, véase p. ej., la obra de BRICARD, 1953). Pero sobre un campo de nieve el aire puede difícilmente calentarse hasta que aparezca la convección celular.

El caso en que hay viento (convección forzada) es más fácil de estudiar. Para las brisas usuales (superiores a 0,5 m/s), se forman torbellinos de eje paralelo al suelo que mezclan rápidamente las masas de aire. Estudiaremos los fenómenos a una escala menos detallada, en la cual ya no se puedan individualizar los torbellinos, ni las fluctuaciones de velocidad, humedad y temperatura que acarrean. A esa escala, y *siguiendo el viento en su movimiento promedio,* se pueden escribir las ecuaciones 1. 3. 5 a, b y c:

$$q/\rho\,C_p = D\ \text{grad}\ T$$
$$j = D\ \text{grad}\ m$$

D siendo un coeficiente de difusión para la convección forzada turbulenta, 10^4 a 10^6 veces mayor que el coeficiente de difusión molecular, pero como él, proporcional a la viscosidad cinemática η/ρ, es decir a $T^{3/2}/H$.

1. 3. 8. *Evaporación de un campo de nieve liso.* Consideraremos únicamente el caso en que la superficie de evaporación es el medio plano indefinido $z = 0$, $x > 0$. Las ecuaciones generales que dan la humedad absoluta m y la temperatura T en cada punto son entonces, según SUTTON (1943):

$$U.\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D.\frac{\partial T}{\partial z}\right) \qquad U.\frac{\partial m}{\partial x} = \frac{\partial m}{\partial z}\left(D.\frac{\partial m}{\partial z}\right)$$

En estas ecuaciones, U es función de z; D es función de U y por consiguiente de z. La solución es complicada (véase por ejemplo, ROUNDS Jr., 1955). Nosotros supondremos sencillamente que la velocidad promedia del viento U es independiente de la altitud z, y que el coeficiente de difusión D es constante, lo que nos dará fórmulas de uso fácil, vecinas de los escasos resultados experimentales publicados. Supondremos que el aire al contacto con la superficie de evaporación tiene una temperatura constante T_s y una humedad constante m_s (la humedad de saturación correspondiente a T_s). En este caso hemos encontrado como solución aproximada, válida para $x \gg D/U$ (LLIBOUTRY, 1955 c):

Flujo de calor que sale de la superficie de evaporación hacia el aire:

$$Q = \rho \cdot C_p \, (T_s - T_\infty) \sqrt{UD/\pi x} \qquad \text{cal/cm}^2 \cdot \text{s} \qquad (1.\ 3.\ 8.\ a)$$

Flujo de vapor que sale de la superficie, es decir, evaporación:

$$E = (m_s - m_\infty) \sqrt{UD/\pi x} \qquad \text{g/cm}^2 \cdot \text{s} \qquad (1.\ 3.\ 8.\ b.).$$

En estas fórmulas T_∞ y m_∞ son la temperatura y la humedad del aire para $z = \infty$, es decir, la temperatura y la humedad del aire nuevo que va llegando. Se ve que la evaporación disminuye a medida que nos internamos en la superficie, cosa evidente, pues el aire se va humedeciendo, y que sin embargo, no habían tenido en cuenta los autores anteriores. Por ello sus estudios experimentales son de escaso valor práctico. Señalemos, sin embargo, que DE QUERVAIN ha verificado la proporcionalidad a $U^{1/2}$ para vientos entre 0,7 y 3 m/s.

SVERDRUP (1936), ha dado fórmulas extensamente usadas en EE. UU., según las cuales el flujo de calor y el flujo de vapor varían proporcionalmente a U. Pero supone que la velocidad promedia del viento varía logarítmicamente con la altitud, según la misma ley que la diferencia de temperatura $T_s - T$ y que la diferencia de humedad $m_s - m$. Esto parece posible en régimen laminar, pero no en el régimen turbulento, que es el más usual.

Como la evaporación absorbe mucho calor y el balance térmico en la superficie depende esencialmente de ella, parece difícil que, variando la evaporación con el abscise x, no varíe también la temperatura superficial T_s y por consiguiente la humedad de saturación correspondiente m_s. Es, sin embargo, lo que se observará en un campo de nieve a la temperatura de fusión. Según que haya más o menos evaporación, habrá menos o más fusión, y la temperatura podrá mantenerse igual a 0°C en todas partes.

Notemos que en nuestro cálculo hemos supuesto la superficie lisa. No rige nuestra fórmula cuando aparecen penitentes, caso que estudiaremos en el capítulo 3.

1. 4. *CONDENSACION DEL VAPOR DE AGUA*

1. 4. 1. *Formación de niebla y de nubes líquidas.* Las nubes (salvo los cirros que están constituídos por cristalitos de hielo), están formadas por gotitas de agua de 4 a 10 micrones de diámetro. Estas gotitas pueden estar mantenidas

en el aire por corrientes ascendientes, o desaparecer por evaporación cuando caen debajo de cierto nivel, mientras que otras se van formando en la parte superior de la nube.

Así como es muy difícil obtener hielo por mero enfriamiento del agua, es muy difícil obtener agua por mero enfriamiento del vapor, y en general se observa *sobresaturación*: la humedad de saturación es sobrepasada ($p > f$) sin que aparezca agua líquida. En efecto, para que aparezca una gotita de radio r:

1) La tensión de vapor ha de ser superior a la tensión saturante que corresponde al radio r, o sea (véase 1. 3. 2):

$$p > f + 2\,Am_s/\rho_a \cdot r$$

2) Tiene que acumularse en la gotita la energía de tensión superficial:

$$W = AS/3 = 4\,\pi\,r^2\,A/3$$

lo que según la mecánica cuántica tiene una probabilidad $e^{-w/kt}$. De esas tres ecuaciones se deduce que la probabilidad adquiere valores notables solo para sobresaturaciones p/f del orden de 5.

En la práctica la sobresaturación cesa mucho antes y aparecen gotitas de agua gracias a la existencia en el aire de *núcleos de condensación*.

1. 4. 2. *Núcleos de condensación.* Esos núcleos pueden ser:

1) Diminutas partículas (hollín, polvo, polen) mojables por el agua. En el cálculo anterior la curvatura 1/r que interviene es la curvatura mínima de la partícula, que puede ser nula, y hasta negativa cuando presenta poros y cavidades. En un poro $f_r < f$, y puede haber condensación aunque la tensión saturante f no haya aún sido alcanzada.

En particular habrá siempre una tal condensación al contacto con un cuerpo sólido de ciertas dimensiones (*rocío*).

2) Partículas higroscópicas (sales por ejemplo), o gases de combustión solubles, que disminuyen la tensión de vapor saturante según la conocida ley de la tonometría:

$$\triangle\, f/f = -\,n\ (m''/M'')\ (M/\rho_a)$$

m''/M'', siendo el número de moléculas-gramo de substancia disuelto por cm^3, M/ρ_a el volumen de una molécula gramo de agua (18 cm^3), y n el factor de disociación iónica (2 en el caso del cloruro de sodio).

3) Partículas electrizadas, tales como las producen en su paso por el aire los rayos cósmicos. Esta propiedad es utilizada en la Cámara de Wilson para el estudio de los rayos cósmicos.

Se pueden estudiar los núcleos de condensación con el *contador de* Aitken, cuya parte esencial es (como en la cámara de Wilson) un recinto en el cual la decompresión adiabática rápida del aire produce una sobresaturación (p–f)/f de unos 300%. Con una tal sobresaturación actúan como núcleos de

condensación muchos núcleos que serían inoperantes con las sobresaturaciones débiles que existen en la atmósfera. A todos ellos se los llama *núcleos de* AITKEN.

Hay 150 a 1.500 núcleos de AITKEN por cm^3 sobre el mar, 6.000 a 7.000 sobre el campo, y hasta 300.000 en las ciudades. El número disminuye exponencialmente con la altura, y a 5.000 mts hay sólo 50 núcleos por cm^3 (OHTA, 1950).

NAKAYA ha podido observar los núcleos de AITKEN al microscopio electrónico, y observar que sus dimensiones se agrupaban en torno a 0,05 μ de diámetro.

Pero los núcleos responsables de la condensación atmosférica parecen ser núcleos de diámetro 3 a 4 veces mayor, formados por cloruro de sodio, y que se pueden estudiar recogiéndolos sobre telas de araña. Hay unos $200/cm^3$ tales *grandes núcleos de condensación*. Provienen del océano, al evaporarse las salpicaduras de las olas. La teoría del fenómeno ha sido hecha por GRABOVSKII, (1949).

1. 4. 3. *Formación de nubes sólidas.* Los cirros y la parte superior de ciertas otras nubes están formados por cristalitos de hielo. En general hay primero condensación bajo forma líquida, sobre un gran núcleo de condensación y congelación ulterior progresiva, el núcleo sirviendo de germen de solidificación. Con la mayoría de los núcleos, la congelación ulterior ocurre entre $-32°C$ y $-40°C$ (FOURNIER D'ALBE, 1949). Sabemos ya que, por debajo de $-40°C$, la congelación ocurre espontáneamente, sin necesidad de gérmenes.

Sin embargo, microcristales de ciertas substancias, cuya red cristalina tiene dimensiones vecinas de los períodos cristalinos del hielo, facilitan la congelación. En particular, la congelación de la gotita de agua puede ocurrir a temperaturas superiores a $-5°C$ con microcristales de ioduro de plata, iodoformo, apatita, nefelita, zincita y óxido de cerio.

1. 4. 4. *Núcleos de sublimación.* Según FINDEISEN, existen núcleos que permiten una condensación directa del vapor de agua bajo forma de hielo (*núcleos de* FINDEISEN *o de sublimación*). Hay dos tipos de ellos:

1) Núcleos que actúan entre $-25°C$ y $-35°C$ (1 núcleo por cm^3 a baja altitud).

2) Núcleos que actúan entre $-10°C$ y $-20°C$, 10 a 1.000 veces menos frecuentes.

KUMAI (véase NAKAYA, 1951), ha observado en la parte central de los cristales de nieve un núcleo grande, de 0,5 hasta 8 micrones de longitud. La mayoría de las veces era arcilla, pero a veces hollín, un núcleo higroscópico o hasta una bacteria. No se sabe aún si hay que identificar estos núcleos de tamaño excepcional con los núcleos de FINDEISEN. De todos modos el mecanismo de acción queda por dilucidar.

Capítulo II

APARICION DEL HIELO EN LA NATURALEZA

2. 1. *NEVADA Y LLUVIA*

2. 1. 1. *Mecanismo de* BERGERON. Cuando la parte superior de una nube está formada por gotitas de agua en sobrefusión, éstas destilan sobre los cristales de hielo que puedan aparecer. Los cristales aumentarán de tamaño, por lo tanto caerán a través de la nube, siguiendo aumentando, y luego más abajo. Si llegan bajo forma de hielo al suelo, tendremos una *nevada*. Si se derriten en camino, será *lluvia*. Si, por fin, se evaporan, sólo se observará en la parte inferior de la nube unos filamentos en forma de comas, llamados *virgas*.

La cantidad de agua líquida que encierra una nube es muy pequeña, inferior hasta al vapor de agua que encierra. Sólo podrá originar la nube una nevada si se vuelve a formar a medida que va nevando.

En la nieve, hay que distinguir *el cristal de hielo inicial,* de 0,1 a 0,3 mm de diámetro, formado por congelación alrededor de un núcleo de sublimación de 0,5 a 8 μ de longitud (véase 1. 4. 4.), y el *cristal de nieve,* de 0,5 a 4 mm de diámetro, que se desarrolla luego por destilación sobre el cristal de hielo inicial. La forma del cristal de hielo central depende ante todo de la naturaleza del núcleo. La forma del cristal de nieve depende únicamente de las condiciones atmosféricas en el seno de la nube, y puede ser muy distinta.

2. 1. 2. *Mecanismo de* LANGMUIR. En las tormentas tropicales, llueve aunque toda la nube esté por encima de 0°C, y por consiguiente, el mecanismo de BERGERON no está al origen de tales lluvias. Según LANGMUIR y BEST, la lluvia proviene entonces de la existencia de un centenar por litro de gotitas cuyo diámetro excede 0,04 mm, las cuales pueden captar gotitas más pequeñas, hasta formar gotas de lluvia (0,25 a 3 mm de diámetro). Para más detalles, véase la obra ya citada, de BRICARD (1953).

2. 1. 3. *Lluvias artificiales.* Conforme a lo expuesto, se puede hacer "reventar" una nube de tres maneras, que han sido efectivamente utilizadas las tres:

1) Echando sobre una nube tropical agua pulverizada, para que se desarrolle el mecanismo de LANGMUIR;

2) Cuando se trata de una nube de agua en sobrefusión, enfriando su cumbre hasta congelación de las gotitas de agua, para que se desarrolle el mecanismo de BERGERON. Hay que obtener temperaturas inferiores a −32°C (véase 1. 4. 3.), lo que se consigue echando desde un avión nieve carbónica sobre la nube.

3) Siempre con una nube en sobrefusión, se puede introducir en ella núcleos artificiales, que permiten la congelación a temperaturas relativamente elevadas, ya existentes en la parte superior de la nube. El núcleo más utilizado es el ioduro de plata, que actúa desde —4°C. Se puede utilizar el humo de una fogata para elevar el polvo de ioduro de plata hasta las nubes.

Pero para que haya una lluvia de cierta intensidad, las condiciones meteorológicas han de ser tales que la nube siga formándose a medida que se deshace en lluvia. En las regiones en donde esas condiciones están cumplidas, la lluvia normal es cosa frecuente. No se puede contar con las lluvias artificiales para regar una zona árida de por sí. Hay que mirar con circunspección los innegables éxitos obtenidos por los "fabricantes de lluvia". En muchos casos sólo han adelantado una lluvia que hubiera ocurrido normalmente, allí o en un lugar vecino, si no se hubiese provocado por métodos artificiales.

Para mayores detalles sobre esta cuestión, el lector puede consultar a SCHAEFER, 1953.

2. 1. 4. *Forma de los cristales de hielo en las nubes.* La forma más corriente es la de *plaquitas* hexagonales, a veces lisas, a veces más delgadas en el centro, a veces con seis nervaduras radiales. Otra forma es la de *agujas* de sección hexagonal, en general con una cavidad a cada extremidad y formadas por la macla de dos prismas hemimorfos de ejes ópticos opuestos (Fig. 5).

Hay formas más complicadas, más fáciles de obtener en el laboratorio

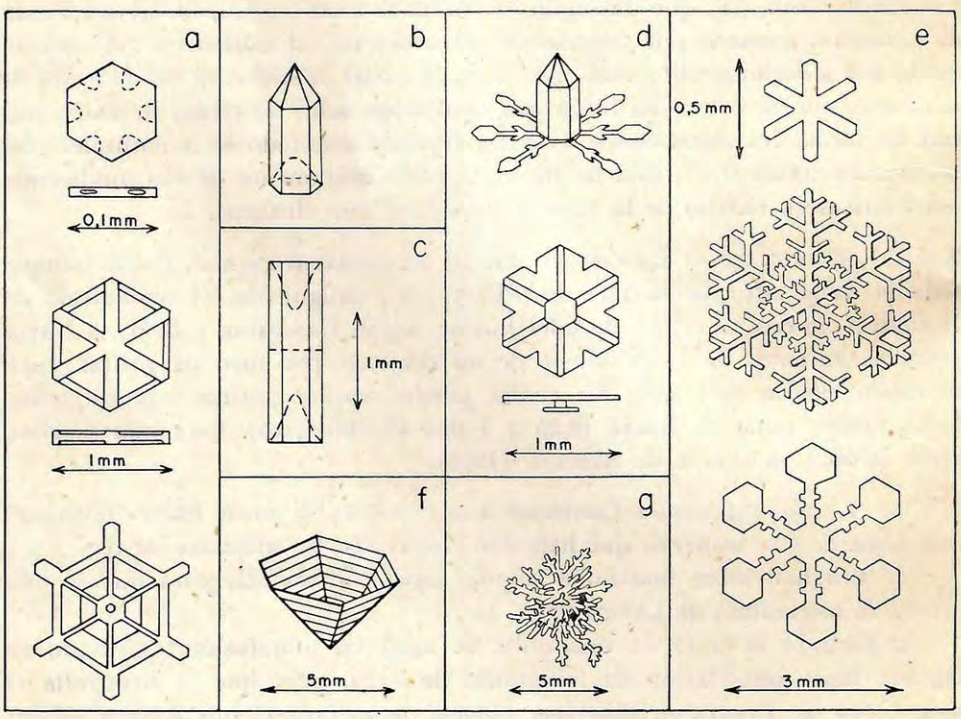


Fig. 5: Distintas formas de cristales de nieve: a) plaquetas; b) prismas; c) agujas; d) clavos; e) estrellas; f) cúpulas; g) escarchilla.

("clavos", "botones de camisa"), que resultan de la aglomeración de uno o dos prismas con una o dos plaquetas.

En el libro de BRICARD el lector interesado hallará la explicación de los curiosos fenómenos ópticos que provocan los cristales de hielo presentes en una atmósfera muy calma (halos, parhelios, etc.).

2. 1. 5. *Forma de los cristales de nieve.* A las formas ya descritas de *plaquetas, prismas* y *agujas* hay que añadir las formas en *estrellas* y en *cúpulas.*

Las estrellas, sencillas de 6 puntas o ramificadas, tienen sus dendritas según ejes $<11\bar{2}0>$. Aunque sus diámetros puedan alcanzar 4 mm, el espesor sigue vecino de 0,01 mm. Se forman en las condiciones óptimas de crecimiento, las mayores poniendo una hora en crecer.

Las cúpulas se observan sobre todo en nieve ya depositada, sometida a un viento húmedo, con temperaturas por debajo cero. La cúpula crece con la concavidad a sotavento.

2. 1. 6. *Condiciones de formación de los distintos cristales de nieve.* NAKAYA (1953) y sus discípulos han fabricado en el laboratorio, con núcleos artificiales, cristales de nieve en condiciones bien determinadas de temperatura y de sobresaturación (con respecto al hielo).

En el aire que acondicionaban habían gotitas de 1μ de diámetro o inferiores, que parecían estar captadas directamente, sin destilación, a la superficie del cristal de nieve. En los cristales de nieve naturales se observan, además del gran núcleo de sublimación central, muy numerosos núcleos de condensación, uniformemente esparcidos por todo el cristal, a razón de uno por micrón cúbico. NAKAYA supone que provienen de gotitas captadas directamente, pero queda aún por demostrar que tales gotitas, de diámetro inferior a 1 μ, existen en las nubes.

En todos los casos, autorizándose de eso, NAKAYA cuenta esas gotitas diminutas en el cálculo de la sobresaturación:

Sobresaturación $= (w + m)/m_s$

w = masa de agua líquida/cm^3.

m_s = masa de vapor saturante con respecto al hielo, por cm^3.

m = humedad absoluta en g/cm^3. Si $m = m_s'$, humedad de saturación, las gotitas están en equilibrio con la atmósfera circundante.

La figura 6 representa los resultados. La velocidad de crecimiento es

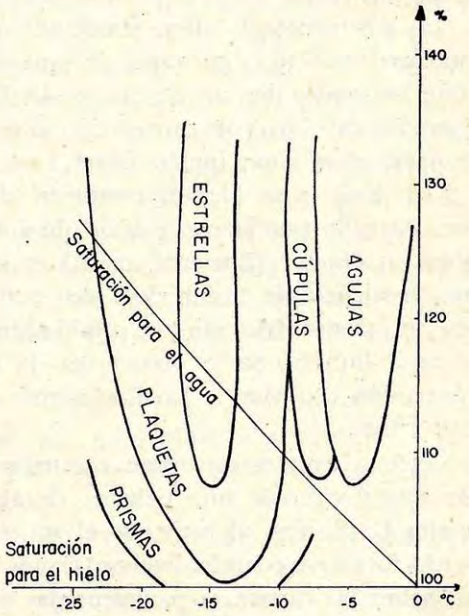


Fig. 6: Condiciones de formación de las distintas formas de cristales de nieve, según NAKAYA. Se ha reducido de 8 a 5 el número de formas. En abscise: temperatura; en ordenada: sobresaturación.

máxima para – 14°C, conformemente a cálculos de MASON (1953), y entonces se forman estrellas. Esto es debido al empobrecimiento de la atmósfera en vapor de agua en la vecindad del cristal de nieve creciendo: los seis ángulos de una plaqueta están privilegiados para poder captar vapor de la atmósfera circundante y crecen más rápidamente, formando dendritas. Con una velocidad de crecimiento menor, podrá mantenerse la forma de plaqueta.

Las agujas se forman alrededor de –4°C.

Estas temperaturas, claro está, son las que deben existir en el seno de la nube. Las temperaturas entre el suelo y la nube son superiores, y muchas veces en la vecindad del suelo el aire está encima de 0°C. En ese caso la nieve empieza a derretirse y cae mojada. Los cristales de nieve se aglomeran entonces los unos con los otros, formando *copos de nieve*.

2. 2. *ESCARCHA Y GRANIZO*

2. 2. 1. *Escarchilla.* Cuando la sobresaturación del aire sobrepasa los 130%, parte de las gotitas diminutas de la atmósfera se solidifican instantáneamente sobre el cristal de nieve, en vez de esparcirse por su superficie e incorporarse a él. El cristal de nieve se escarcha, transformándose en una pelotilla de filamentos de hielo enmarañados, llamada *escarchilla*. Este fenómeno es frecuente durante las tormentas repentinas de la alta Cordillera.

2. 2. 2. *Escarcha.* Se llama escarcha a tres fenómenos distintos y que conviene distinguir:

a) Filamentos frágiles, semejantes a plumas blancas, que se forman por condensación directa del vapor de agua sobre un objeto. Se observa en particular sobre los prados después de una noche fría, o, por tiempo muy frío y cubierto, sobre los cabellos por congelación del vaho. Lo llamaremos *escarcha blanda* (francés: *givre mou*; inglés: *hoar*).

b) Una masa blanca, compacta, dura de hielo encerrando burbujas de aire, formado por la congelación de gotitas de agua en sobrefusión al chocar sobre un objeto. (Encierra unos 3 cg/litro de cloruro de sodio y otras sales, que provienen de los núcleos de condensación de las gotitas). Es necesario que un viento frío elimine rápidamente el calor producido, sin formación de agua líquida. Se lo observa en la alta cordillera, cuando hay niebla en sobrefusión con viento. Lo llamaremos *escarcha dura* (francés: *givre dur*; ingles: *rime*).

c) Una capa transparente, compacta, muy dura, de hielo sin aire, formada por congelación de una película de agua. Se forma sobre rocas mojadas de la alta Cordillera, al ocultarse el sol, tornándolas negras y muy resbaladizas. Puede formarse cuando llueve después de una temporada de gran frío y sin sol, sobre las carreteras pavimentadas o los rieles, haciendo muy peligroso el tránsito. Llamaremos este tipo de escarcha: *escarcha vidrio* (francés: *verglas*; inglés: *glaze*).

La escarcha vidrio puede también formarse, como la escarcha dura, bajo el impacto de gotitas de niebla en sobrefusión, cuando el calor que despide la congelación no se elimina fácilmente. Entonces sólo una parte de la gotita

se congela instantáneamente, y lo restante forma una película líquida que se congela después.

Vecinas de la escarcha vidrio son las estalactitas de hielo o *carámbanos,* tan frecuentes cuando el agua de fusión de la nieve gotea a la sombra.

No hay que confundir con la escarcha la nieve mojada que se pega sobre los árboles o las rocas, como un revoque.

Ambas pueden coexistir (foto 1).

2. 2. 3. *Escarcha sobre los aviones.* Cuando un avión atraviesa una nube de agua en sobrefusión, puede formarse escarcha dura o escarcha vidrio, sobre todo en el borde de ataque de las alas. Las gotitas de agua, a causa de su mayor inercia, no pueden seguir el aire en su desviación alrededor de las alas, y chocan contra ellas, solidificándose totalmente (escarcha dura) o en parte (escarcha vidrio). La escarcha vidrio se forma cuando hay más de 2 g de agua por m^3, las gotitas tienen más de 15 μ de diámetro, y el aire está entre 0°C y −5°C.

La escarcha así depositada hace peligrar rápidamente el avión y ha de ser despejada. Se puede calentar eléctricamente el borde de ataque de las alas (hacen falta unos 8 kW por metro de ala). Se puede también despejar el hielo mecánicamente. En el procedimiento Goodrich, el borde de ataque tiene un revestimiento de goma, bajo el cual se puede inyectar aire comprimido. Al hincharse la goma, quiebra la escarcha depositada.

2. 2. 4. *Escarcha sobre barcos, refrigeradores, rieles, etc.* La formación de escarcha es muy molesta en otros ramos de ingeniería. Los trenes eléctricos no funcionan cuando los rieles o el cable que suministra la corriente se cubren de una escarcha aislante. Los refrigeradores funcionan mal cuando la inevitable escarcha se deposita sobre los tubos de refrigeración, aislándolos térmicamente. (Para la teoría del fenómeno, véase FENIGER, 1949). Los barcos metálicos, los buques de guerra en particular, que reciben salpicaduras de agua de mar con aire por debajo cero, se cubren de una espesa capa de hielo, la cual impide el funcionamiento de puertas, poleas, cabrestantes, y llega a comprometer la estabilidad de la nave. Por lo menos un buque de guerra americano zozobró durante la última guerra mundial debido al peso del hielo en sus superestructuras.

Es imposible impedir la formación de escarcha, y sólo se puede facilitar su despejamiento mecánico, evitando que agarre fuertemente a los objetos. Para ello se extiende sobre las superficies expuestas ciertas substancias que llamaremos *desescarchantes* (*de-icing agents*).

Los desescarchantes pueden ser cuerpos que bajan el punto de congelación del agua (glucosa, dextrina, cloruro de sodio, salitre, glicerina, etileno glicol, acetato de sodio), o cuerpos que repelen el agua, como ciertos aceites minerales. Los mejores desescarchantes, a base de glicol, aceites minerales, sebo y glucosa, cumplen los dos cometidos a la vez.

2. 2. 5. *Granizo.* Pueden observarse *gotas de lluvia congeladas* mientras su caída. Los cristales que se forman tienen una forma de poliedros con caras

incurvadas, resultante de las fuerzas antagónicas de cristalización y de tensión superficial. Cuando el diámetro supera 1 mm, se forma un policristal.

La congelación puede ser incompleta: se obtiene entonces una gota de agua encerrada en una cáscara de hielo, llamada en Francia: *grésil dur*; en Inglaterra: *ice pellet*; en EE. UU.: *sleet*.

Se llama *granizo* esferas de hielo de 5 a 50 mm de diámetro, estructuradas en zonas concéntricas alternadamente blancas (escarcha dura) y transparentes (escarcha vidrio). El granizo proviene del desarrollo de escarchilla. Aumentando su tamaño, aumenta la captación de gotitas en sobrefusión, el calor no puede despejarse tan bien y aparece escarcha vidrio. Pero con el peso va aumentando la velocidad de caída. El enfriamiento, que es proporcional a la superficie y a la velocidad de caída, crece más rápidamente que la captación de gotitas (proporcional a la superficie), y aparece de nuevo escarcha blanca. Por fin en la baja atmósfera, con aire más caliente, se forma escarcha vidrio.

El granizo se forma con fuertes corrientes ascendientes, que lo mantienen largo tiempo en el interior de la nube.

Otra explicación del granizo es que durante su formación oscilaría alrededor del isoterma 0°C.

2. 3. *HIELO DE AGUA DULCE Y HIELO DE MAR*

2. 3. 1. *Congelación de los lagos.* Hemos visto que la congelación de un lago por una atmósfera fría daba cristalitos de eje óptico vertical, que se desarrollan primero rápidamente a la superficie del agua, y luego lentamente hacia abajo. Según BARNES, si se mantiene el aire a una temperatura constante negativa θ°C, para que la capa tenga e cm de espesor hacen falta:

$$t = 3{,}6\ (e + e^2/2)/(-\theta) \quad \text{horas}$$

En Finlandia se evita la congelación de represas inyectando en profundidad aire comprimido. Este aire no actúa por las escasas calorías que trae, pero porque arrastra consigo hasta la superficie agua del fondo del lago, que en general se mantiene a 4°C (máximo de densidad del agua).

2. 3. 2. *Resistencia de una capa de hielo.* No trataremos en detalle este problema de ingeniería, cuyo estudio matemático es sumamente complicado. La resistencia de la capa de hielo a una carga es debida a la vez a su resistencia mecánica (por ello hay interés en que la superficie de apoyo sea la mayor posible), y a su deformación elástica. Esta deformación elástica provoca una mayor inmersión, y por consiguiente una mayor fuerza de Arquímedes. Debido a ello hay interés en que las cargas pasen lejos de la ribera y que estén alejadas entre sí: el Snow, Ice and Permafrost Research Establishment (SIPRE) aconseja una distancia mínima igual a 300 veces el espesor de la capa de hielo. La existencia de grietas o perforaciones por las cuales el agua puede subir sobre la capa e inundarla disminuye considerablemente la resistencia a la carga.

Foto 1: Arboles bajo la nieve, en el Llaima. Hay conjuntamente escarcha y nieve pegada a las ramas

Foto 2: Slush y hielo panqueque. (Foto J. Rivolier, Expediciones Polares Francesas)

Para evitar esta inundación y la lenta deformación plástica del hielo, hay interés en no estacionar. Pero los vehículos tendrán también que marchar lentamente. Su paso provoca ondas en el agua subyacente, y para cierta velocidad (30 a 40 km/h en general) se produciría una catastrófica resonancia.

Para hielo sin grietas, a una temperatura entre −1°C y −12°C, con un factor de seguridad de 1,6, los cálculos del SIPRE (1951) dan las siguientes indicaciones:

	Peso en toneladas	Espesor de hielo necesario (cm)
Un esquiador	0,1	5
Trineo aeroportado del ejército, con 4 patines	1,5	14
Coche ligero	2,7	21
Camión 5 toneladas	10	42
Vehículo con orugas cargado	20	55
Id.	65	108

2. 3. 3. *Congelación de los ríos.* El movimiento del agua impide la congelación de los ríos y, cuando el aire está muy por debajo cero, el agua puede estar entre −0,01°C y −0,10°C. Hay cuanto más sobrefusión que el agua es más turbulenta.

En esa agua se forman plaquetas, diminutos discos de hielo, que el movimiento del agua mantiene en suspensión en el seno del líquido (en inglés: *frazil*). Ese frazil se amasa sobre los obstáculos y adhiere a ellos. Puede obstruir las bocatomas y hasta provocar estragos en las turbinas hidroeléctricas.

En el fondo de los ríos de Canadá o de Siberia llega así a formarse en el lecho del río una espesa capa de hielo. Cuando viene un deshielo, esta capa sube en trozos a la superficie, levantando consigo lemo, piedras y hasta objetos pesados como las áncoras de los barcos. De allí el nombre de *anchor ice* dado en Canadá a ese hielo subacuático. Para más detalles, véase ALTBERG, 1936.

2. 3. 4. *Congelación del mar.* La temperatura de congelación del mar depende de la salinidad de sus aguas. Es de −1,8°C en alta mar, más vecina de 0°C en los fiordos en donde desembocan importantes glaciares y ríos que disminuyen la salinidad.

Para designar las distintas fases de la congelación, emplearemos el vocabulario inglés, de amplio uso internacional.

En primer lugar, tenemos el equivalente del frazil: agujas sueltas de hielo en el mar, que lo vuelven "aceitoso". A eso llaman los anglosajones *scum*. Aumentando la congelación, se forma una capa de trozos de hielo de unas pulgadas de espesor, en la cual el tajamar ya no produce ola: es el *sludge* (o *slush*).

Luego los trozos de hielo se soldan entre sí para formar el *brash,* y luego el *hielo panqueque* (*pancake ice*). Así se llama discos de hielo de unos decímetros a unos metros de diámetro, cuya periferia está sobreelevada debido a los impactos mutuos (foto 2).

Los trozos helados aumentan de tamaño y se convierten en grandes *floes*. Por fin la superficie del mar se congela en su totalidad: es la *banquisa* (inglés: *pack*).

2. 3. 5. *Estructura del hielo de mar.* El agua de mar encierra unos 3,5% de sales varias, pero el hielo de mar encierra sólo 0,3 a 0,5% de sales, cuanto más que la congelación ha sido más rápida, los cristales de hielo puro que se forman habiendo aprisionado agua de mar. Esta sal no está repartida de manera uniforme. Hay vetas verticales de hielo con mayor porcentaje (hasta 1,4%), que se manifiestan a veces en la superficie por la aparición de cristales de hielo recubiertos de sal (*flores de salmuera*). Debido a esas vetas la resistencia eléctrica del hielo de mar es unas diez veces más débil en el sentido vertical que en el sentido horizontal, y no se puede medir su espesor por los métodos eléctricos de prospección.

Debido a su heterogeneidad, el hielo de mar es menos resistente a la carga que el hielo de río.

Según WHITMAN, la sal tiene tendencia a eliminarse del hielo cuando existe un gradiente de temperatura; camina hacia las temperaturas más elevadas, siempre que esté sobre −21°C (temperatura de la solidificación eutéctica). Pero no se han hecho aún mediciones de este fenómeno fuera del laboratorio. Cuando el hielo de mar ha sido resquebrajado en *hummocks,* la fusión parcial libera las partes más saladas, y el hielo sobrante de la superficie de los hummocks suministra agua potable.

2. 3. 6. *Evolución de la banquisa.* Raras veces la banquisa es perfectamente uniforme y continua. Está entrecortada de canales, que se abren y se cierran con las corrientes de marea. Hay lugares en donde la compresión mutua de dos bloques de banquisa ha levantado un caos de bloques y aristas de hielo: son los *hummocks,* que han hecho de las expediciones en trineo hacia el Polo Norte un tremendo calvario (foto 3). Se divisan también en la banquisa *témpanos* apresados: son masas de hielo dulce que provienen de los glaciares de la costa (foto 4).

La banquisa se recubre de nieve durante el invierno. Cuando viene el deshielo se forman ríos superficiales, que terminan comunicando con el mar por *molinos,* como encima de un glaciar. Si la banquisa es bien lisa y unida, se puede formar encima un pantano de nieve y agua (en inglés: *morass*), serio obstáculo a la movilización. Se forman también morasses cuando, durante una tempestad, agua de mar invade una banquisa, o bien cuando ésta se hunde bajo el peso de la nieve caída.

La banquisa se derrite cada verano. En el caso contrario la nieve que se acumula año tras año encima se transforma, poco a poco, en neviza, y luego en hielo dulce, según los mecanismos que estudiaremos más tarde. Llega a constituirse un verdadero glaciar horizontal, que se llama *shelf* o también, impropiamente, *barrera* (cabe designar así sólo el acantilado que limita el shelf). Los más conocidos shelfs se hallan en la Antártida: el de Ross frente a Australia, y el de Larsen en el Mar de Weddell. Los estudiaremos con más detalle en 5. 5. 8.

Foto 3: *Hummocks* en la banquisa. (Foto J. Rivolier, Expediciones Polares Francesas).

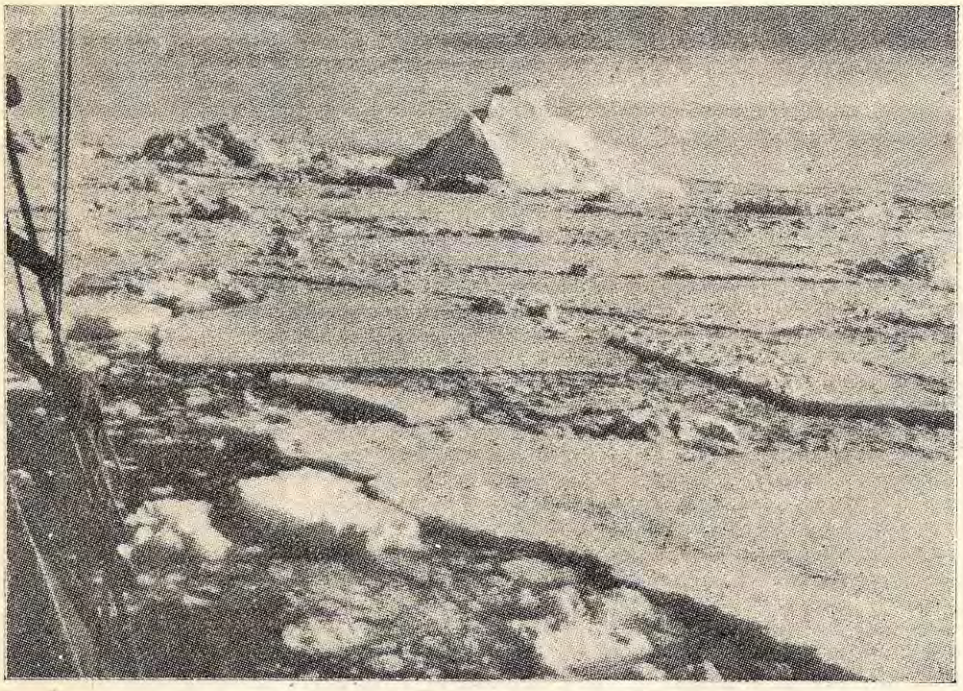


Foto 4: Banquisa dislocada por las corrientes de marea, y témpano apresado. (Foto G. Lépineux. Expediciones Polares Francesas).

2. 3. 7. *Témpanos.* Los *témpanos* (*icebergs*) provienen del despedazamiento de un glaciar que desemboca en el mar bajo el efecto de las mareas y del oleaje. Hay témpanos de hielo cuya altura sobre el agua llega a ser de 50 a 100 m. La masa inmergida es 5 a 8 veces mayor, según la densidad del hielo, y el calado puede ser de 2 a 5 veces la altura.

Las corrientes marinas despejan los témpanos y los alejan de las costas. Constituyen un muy gran peligro para los barcos en el Atlántico norte (naufragio del Titanic en 1912: 1500 víctimas). Hoy día los barcos están equipados con radar (primer barco equipado: el Normandie, en 1934), y se vigilan los témpanos. A 20% más o menos, se puede prever la cantidad de nuevos témpanos en un lugar conociendo sólo las presiones barométricas promedias durante los meses anteriores, en unas cuantas estaciones meteorológicas de la región. (Véase SCHELL, 1952).

Llegando en aguas más calientes, el témpano se derrite por su parte inferior, se vuelve inestable y bascula. Los anglosajones lo llaman entonces *growber.*

2. 3. 8. *Témpanos tabulares, islas de hielo.* En el Antártico se observan, además de los témpanos ya señalados, de forma caprichosa, témpanos de grandes dimensiones (hasta varios kilómetros cuadrados), de superficie lisa y horizontal. Esos *témpanos tabulares* provienen de una de las barreras de la Antártida. (Véase 5. 5. 8.).

Se han observado a veces témpanos tabulares inmóviles cuyo centro se elevaba en forma de suave cúpula. No se pudo establecer si existía por debajo una isla (se trataría entonces de un pequeño shelf localizado), o sólo un bajo (se trataría entonces de un témpano tabular varado, y posteriormente deprimido en los bordes).

En el Antártico se han descubierto verdaderas *islas de hielo* flotantes. La mayor tenía 55 x 30 km, y sobresalía del agua 30 m. (HELK y DUNBAR, 1953). Han despertado considerable interés por su valor estratégico posible, como bases aéreas, y varias de ellas han sido ocupadas algún tiempo.

Provienen de una barrera en la parte norte de la Isla Ellesmere, hoy día cortada de sus fuentes de alimentación, y que se desintegra poco a poco, los años excepcionales en que el mar está libre en ese lugar. Ese shelf de la Isla Ellesmere estaba unido en otros tiempos con los campos de hielo del interior de la isla, con el Inlandsis Groenlandés, y con el Flade Isblink, un casquete de hielo muerto en la Tierra del Kronprinz Christian (extremidad noreste de Groenlandia). Las islas de hielo son por lo tanto sólo témpanos tabulares de dimensiones excepcionales.

2. 4. *NIVOMETRIA*

2. 4. 1. *Mediciones nivométricas.* En lo que se refiere a la nieve, los meteorólogos nos pueden suministrar los siguientes datos:

a) *Número de días con nieve* (en el mes o en el año). Se contarán como tales también los días en que haya habido nieve y lluvia a la vez. Se hará empezar el día cada mañana al amanecer: así el caso más frecuente en que la nevada empieza por la tarde y dura toda la noche contará por un solo día.

b) *Altura de nieve diurna.* Se medirá cada mañana antes del amanecer la altura que alcanza la nieve sobre una mesa de madera de 1 m², colocada a más o menos un metro encima de la superficie actual del suelo (con nieve o sin nieve), en un lugar abrigado del viento. Luego se despejará la mesa para la medición del día siguiente. La mesa ha de ser de madera y de color claro para no derretir la primera nieve que cae.

Esta medición pierde toda exactitud y llega a carecer de sentido cuando cae nieve liviana con viento. Es preferible en ese caso observar la altura alcanzada sobre una llanura extensa, colocando hilos de color para separar las capas de cada día.

Ni siquiera este procedimiento resulta en el caso de la Antártida. En la zona costera la mayor parte de la nieve existente es nieve acarreada desde el interior del continente por los intensos vientos centrífugos. Los días de *viento blanco* (inglés: *drift*; francés: *chasse-neige*), parece nevar y el sol está ocultado, pero a diez metros de altura no hay nevada. Es pues necesario en los territorios árticos medir a la vez la componente vertical de la nevada (la que hemos considerado hasta ahora), y la componente horizontal. El problema no ha sido aún resuelto de manera satisfactoria. Consideraciones análogas pueden hacerse en muy alta montaña (sobre los 5.000 m en los Andes de Santiago).

c) *Altura de nieve mensual, anual.* Añadiendo las alturas de nieves diurnas se obtiene valores mensuales, anuales, que no corresponden a nada observable, pues la compresión de la nieve y su fusión van mermando la altura de nieve acumulada.

d) *Intensidad de una nevada.* En general la nieve cae en períodos seguidos, separados por días o semanas de buen tiempo. Cada uno constituye una *nevada*. Hay que reservar el nombre de *nevazón* a las nevadas muy fuertes, que sobrepasan 20 cm. La intensidad promedia de las nevadas es la altura de nieve anual dividida por el número de nevadas anuales. Es de 4 a 5 cm en las llanuras, mucho mayor en las montañas (unos 30 cm en Portillo).

e) *Precipitación diurna, mensual, anual.* Es la altura de agua caída bajo forma líquida o sólida. Se mide directamente con un nivómetro totalizador, en el cual toda la nieve caída se derrite (véase 2. 4. 2). Cuando sólo ha habido nevadas, la precipitación es el equivalente en agua de la altura de nieve.

f) *Coeficiente nivométrico.* Es la razón de la precipitación anual bajo forma de nieve (equivalente en agua de la altura de nieve anual) a la precipitación total anual (lluvia + nieve). Será 1 en las zonas en donde la lluvia es desconocida (Antártida, Andes de Santiago sobre los 4.000 m), 0 en las zonas cálidas en donde la nieve es desconocida.

2. 4. 2. • *Nivómetros totalizadores.* Estos aparatos serían idénticos a los pluviómetros si no fuese necesario tomar grandes precauciones para que el aparato no perturbe la trayectoria de los copos de nieve. Con viento fuerte, casi todos los copos de nieve rodean un pluviómetro sin entrar en él. Es necesario colocar una pantalla circular alrededor de la boca del nivómetro.

Se han hecho experimentos con ayuda de un túnel para estudios aeronáuticos en la Universidad de Idaho (HELMERS, 1954), utilizando aserrín en vez de nieve. La pantalla del nivómetro Alter, formada por tiras verticales

móviles (Fig. 7), es más eficiente que la del nivómetro Stevens, con tiras verticales fijas, y ésta a su vez es mejor que la del nivómetro Bourgin, hecha de una sola pieza troncónica.

Con un viento de 32 km/h, el nivómetro Alter captura, sin embargo, sólo 70% de la precipitación (sin pantalla capturaría 30%). Como el viento crece con la altura, hay interés en no colocar el nivómetro a más de 3 m de altura sobre el nivel de la nieve. Pero no se lo puede colocar mucho más abajo, pues captaría la nieve del suelo arrastrada por el viento.

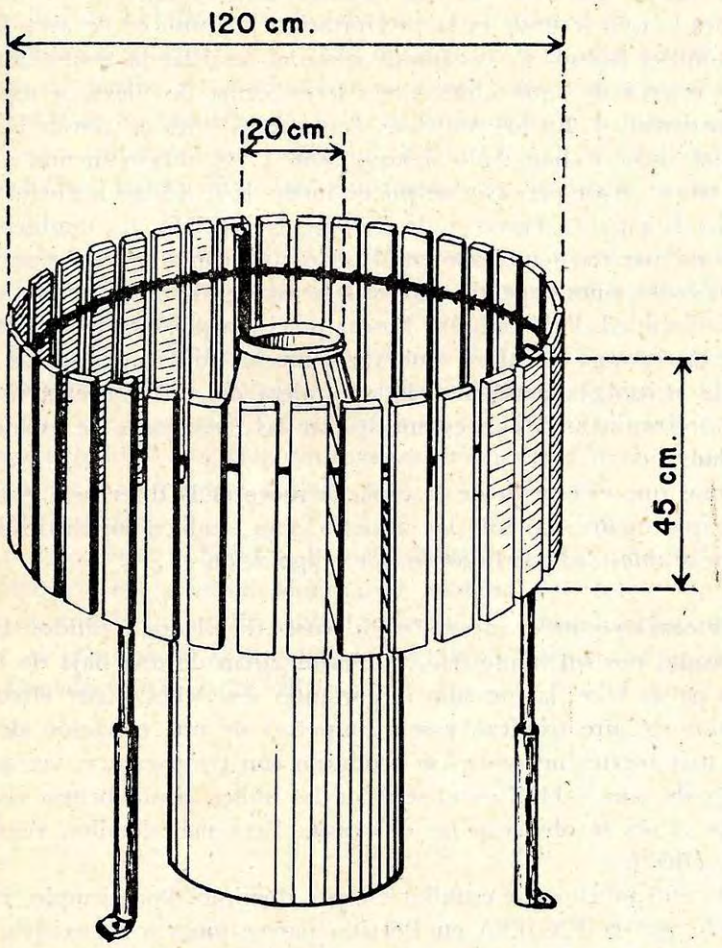


Fig. 7: Nivómetro tipo ALTER.

En el nivómetro se echa de antemano cloruro de calcio, que hace derretir la nieve y mantiene el agua líquida a muy bajas temperaturas, así como un poco de aceite mineral fluido para impedir la evaporación. Es también conveniente disponer una pantalla ennegrecida en el interior del nivómetro, entre la boca y la superficie del líquido, que detenga los rayos del sol. Por fin es bueno pintar de negro el nivómetro y cubrirlo con un desescarchante, para que queden la pantalla y la boca despejadas.

El nivómetro totalizador puede estar colocado sobre una balanza y provisto de un cilindro enregistrador, de manera a darnos la precipitación en función del tiempo. Se llama entonces *nivógrafo* totalizador.

2. 4. 3. *Medición del espesor de la capa de nieve y de su equivalente en agua.* Se puede medir este espesor con *sondas.* Se fabrican sondas transformables en un par de bastones de ski. En los lugares de acceso peligroso en invierno, se pueden colocar sondas fijas, que se observan de lejos con un catalejo. La sonda ha de estar hincada verticalmente, cualquiera que sea la pendiente, pues lo que se mide es la precipitación por unidad de área horizontal. La medición del espesor de la capa de nieve al finalizar la temporada húmeda nos da la reserva de agua almacenada bajo forma de nieve, siempre que se conozca su densidad. En los Andes de Santiago, a fines de noviembre, las mediciones del autor le han dado siempre 0,58 a 7% más o menos.

Para tener mayor precisión se puede medir la densidad a distintas profundidades. La Compañía Francesa de Electricidad (EDF) ha también utilizado un patrón radioactivo depositado en el suelo y un contador de Geiger: la absorción de las radiaciones depende sólo de la masa de nieve atravesada, cualquiera que sea su densidad. Pero es inútil buscar precisión por este lado, mientras que el espesor de la capa de nieve, que varía mucho con la exposición al viento y al sol, la altitud, la pendiente, la naturaleza del terreno, etc., no esté mayormente determinada. Mejor es multiplicar las mediciones de espesor que las de densidad.

Notemos que el espesor de la capa de nieve es la diferencia entre la *acumulación,* que incluye no sólo las nevadas, sino también los distintos tipos de escarcha, y la *ablación,* por fusión o por evaporación.

2. 4. 4. *Meteorología de la nieve.* En los países templados y cálidos, las nevadas son provocadas por un frente frío, y se acompañan de una baja de temperatura. En los países fríos, las nevadas importantes son debidas, por el contrario, a una invasión de aire tropical, y se acompañan de una elevación de temperatura. Las más fuertes nevazones se producen con temperaturas vecinas de 0°C al suelo (y de unos −14°C en el seno de las nubes, según hemos visto).

En los Alpes se observan los dos casos. Para más detalles, véase el libro de PEGUY (1952).

Queda aún mucho por estudiar en este dominio. Por ejemplo, el nivógrafo instalado por la ENDESA en Portillo parece mostrar la existencia de dos tipos de nevadas: en las unas nieva mucho más fuerte al principio que al final, en las otras es el contrario.

2. 4. 5. *Distintos regímenes nivométricos.* No se tiene bastantes datos aún para hacer un estudio climático riguroso de la nieve. La dispersión de las mediciones meteorológicas es tan grande que se necesitan los datos de un siglo entero para poder establecer un promedio valedero, así como para dibujar curvas de dispersión y ver si no alternan en un mismo lugar dos climas distintos.

Resumiremos los datos recogidos por PEGUY, y algunos otros, distinguiendo los siguientes tipos:

1) *Regiones marginales,* en donde la nieve es excepcional y no permanece en el suelo.

a) Nevadas a principios del invierno: Precordillera de Santiago, California, Japón, contornos del Mediterráneo.

b) Nevadas a fines del invierno: Islas Británicas.

En la Serra da Estrella (Portugal) se sobreponen los dos tipos.

2) *Regiones cordilleranas,* con precipitaciones y ablación abundantes.

a) Nevadas de invierno: Andes de Santiago (mayo a septiembre). En los Alpes centrales aparece una temporada más seca en medio del invierno, lo que es característico de los climas continentales: hay máximos de las precipitaciones en noviembre o diciembre y en abril o marzo. Ciertos años ocurre lo mismo en los Andes de Santiago: agosto es más seco que junio y que septiembre.

b) Nevadas de verano: Himalaya (nevadas de monzón de junio a octubre).

c) Regiones tropicales, sin estaciones. En la Cordillera Real de Bolivia y la Cordillera Oriental del Perú hay una temporada de lluvias de diciembre a marzo.

En las altas cumbres de Méjico se sobreponen los tipos santiaguino y boliviano: hay nevadas de principio de invierno (noviembre a enero), y de verano (junio a septiembre).

En el Ruwenzori y el Kenia se sobreponen el tipo boliviano (precipitaciones de enero a mayo) y el Himalayo (precipitaciones de agosto a noviembre).

3) *Regiones continentales.* La cobertura de nieve es débil, pero permanece largo tiempo, debido al frío. Hay dos máximos de nevadas en diciembre y marzo, separados por buen tiempo: Canadá, Rusia.

4) *Regiones árticas.*

a) Articas oceánicas. Nieve y lluvia posibles todo el año, coeficiente nivométrico máximo en invierno: Magallanes; Islandia, Spitzberg.

b) Articas continentales. Precipitaciones débiles, sólo en verano. Nieve preponderante al principio y al fin del verano, lluvia preponderante en medio: Norte del Canadá y del Alaska, Siberia.

Capítulo III

DE LA NIEVE AL HIELO

3. 1. *ESTUDIO DE LA NIEVE DEPOSITADA*

3. 1. 1. *Recolección de muestras.* Se pueden recoger muestras de nieve fresca hundiendo en ella un tubo hueco provisto de una corona de dientes (*tubo saca testigo*) de más o menos medio litro de capacidad. Cuando se trata de nieve vieja, granulosa y compacta (lo que llamaremos *neviza*), es más fácil recortar un paralelepípedo con un serrucho. Así se hará en particular para estudiar los penitentes de nieve. Para poder cortar hielo con un serrucho, hay primero que calentar éste en una llama, sino se escarchan los dientes.

Para tomar muestras en profundidad, es necesario hacer una perforación como para tomar muestras geológicas o para horadar un pozo petrolífero. Estudiaremos este procedimiento en 5. 1. 1.

Para un estudio detenido de la muestra, es conveniente disponer de un laboratorio frío, instalado en un iglú o, si se trata de un observatorio bien acondicionado, en una cámara frigorífica. El transporte se hará en una caja aislada térmicamente. Si las muestras son de gran tamaño, bastará rodearlas con nieve. Cuando el transporte ha de durar varios días (en una expedición de Byrd se llevaron muestras de la Antártida hasta los Estados Unidos), es preciso mantener la muestra a -10° por lo menos para evitar sus transformaciones, y en una caja cerrada herméticamente para evitar la evaporación.

3. 1. 2. *Cómo fechar una muestra.* Es necesario fechar las muestras recogidas en profundidad. En los neveros de los Alpes hay capas horizontales de hielo con impurezas (polvo y lemo de los cerros circundantes), que corresponden a cada verano. En los Andes de Santiago también hay tales capas, pero el autor ha reconocido que muchas se forman entre dos nevazones, y que por consiguiente hay varias al año (Lliboutry, 1954c). En los hielos continentales no hay tales impurezas, pero van alternando capas con densidad fuerte (depositadas en verano) y capas con densidad débil (depositadas en invierno), la diferencia de densidades, siendo de unos 10%.

Vareschi ha utilizado el análisis del polen presente en la nieve para reconocer la época del año en que cayó. (Es necesario que existan bosques con una composición variada en la vecindad). Pero el agua de fusión arrastra consigo parte del polen hacia las zonas inferiores, lo que falsea los resultados: a veces las precipitaciones de invierno, sin polen, parecen estar ausentes. Para más detalles, véase Godwin, 1949.

3. 1. 3. *Mediciones de densidad.* Se ha adoptado internacionalmente G como notación para la densidad de la nieve. Llamaremos G_0 la densidad del hielo (0,906). En vez de la densidad se puede dar la *porosidad* (volumen del aire incluído/volumen total) Π.

Se la expresa en %.

$$\Pi = 1 - (G/G_0) = 1 - 1{,}10\ G.$$

Se puede medir la densidad pesando (con una balanza automática o un dinamómetro, para mayor rapidez) una muestra de nieve de volumen conocido. También se puede derretirla y medir el volumen de agua producida. La fusión no necesita ser total: pueden quedar flotando trozos de hielo, con tal que no encierren aire aprisionado.

En las perforaciones del Inlandsis llevadas a cabo por las Expediciones Polares francesas (HEUBERGER, 1954), se utilizaba un tubo hueco que iba sacando continuamente testigos de neviza. Estas tenían siempre una densidad vecina de 0,70. Pero la longitud de los testigos difería de la penetración del tubo saca-testigo, mostrando que los testigos no tenían la misma densidad que la neviza original.

En las capas superiores (hasta unos 60 m de profundidad), la densidad de la neviza es inferior a 0,70, y ésta es apretada por el tubo saca-testigo para formar el testigo. Por ejemplo, hacia 15 m de profundidad, el tubo penetra de 38% más que la longitud de los testigos extraídos. La verdadera densidad de la neviza es por consiguiente 0,70/1,38 = 0,51.

Más abajo la neviza está por el contrario bajo compresión elástica, y se expande al ser taladrada. Por debajo de 130 m se expande de 14%, y su densidad original es, pues, de 0,70/0,86 = 0,81 más o menos.

La medición de densidad es primordial, pero por sí sola es insuficiente para caracterizar una muestra de nieve, cosa que se olvidan demasiado a menudo los físicos que estudian las propiedades de la nieve. Aconsejamos medir también el porcentaje de agua líquida que encierra (o su temperatura, si está por debajo cero), la dimensión promedia de los cristales, y la resistencia mecánica, para caracterizar debidamente una nieve.

3. 1. 4. *Mediciones de permeabilidad.* No hay que confundir la permeabilidad de una nieve con su porosidad. La *permeabilidad al agua* es un fenómeno complejo, que estudiaremos más adelante. La *permeabilidad al aire* se mide haciendo pasar aire a presión fija a través de la nieve (véase SULZLÉE, 1950).

Cuando ambas permeabilidades son nulas, todo el aire se encuentra apresado bajo forma de burbujas. La muestra no aumenta de peso después de haber sido inmergida en aceite mineral a 0°C. Se dice que ya no es nieve o neviza, sino *hielo,* en el sentido que dan a este vocablo los andinistas y glaciólogos, y que le daremos en adelante. Ello ocurre para una densidad superior a 0,82 ó 0,84, es decir, una porosidad inferior a 9 ó 10%.

Según mediciones de YOSIDA y sus colaboradores (1955), la *permeabilidad al vapor de agua* es cuatro o cinco veces mayor para la nieve que para el aire, y no depende casi de la densidad de la nieve. (Se mide el coeficiente de difusión D, que vale 0,8 a 1,0 cgs, en vez de 0,2 para el aire. Véase 1. 3. 5). Este

resultado sorprendente se explica de la manera siguiente: al caminar por la nieve, el vapor de agua se condensa sobre cada cristal de nieve que encuentra, al par que éste destila por su cara opuesta una cantidad igual. Cada molécula de vapor tiene sólo que recorrer el intervalo entre dos cristales vecinos, en vez de tener que atravesar toda la capa de nieve.

3. 1. 5. *Mediciones de humedad.* Una muestra de nieve a 0°C que pesa m gramos, encierra mw gramos de agua líquida, que adhiere por capilaridad. Hay numerosos métodos para alcanzar w (véase BADER, 1950; HALLIDAY, 1950). Daremos el método más sencillo, que se reduce a una medición calorimétrica, y que hemos utilizado extensamente.

En un calorímetro (frasco Thermos de ½ litro de capacidad) se ponen un termómetro al décimo de grado y M cm³ de agua tibia. Se lee la temperatura θ°C. Se inmerge la muestra de nieve, que ha de derretirse totalmente, y sin embargo ser lo mayor posible. Se lee la temperatura final θ'. Si μ es el equivalente en agua del conjunto calorímetro + termómetro:

$$(M + \mu)\ (\theta - \theta') = m\ \theta' + m\ (1 - w)\ L_f$$

Es conveniente verter unas gotas de aceite sobre el agua tibia y operar rápidamente para reducir la evaporación.

Si se encuentra w negativo, es que la muestra estaba constituída por nieve seca a una temperatura negativa (lo que llamaremos en adelante *nieve fría*). Rige entonces la ecuación siguiente, que determina la temperatura θ_o de la nieve:

$$(M + \mu)\ (\theta - \theta') = m\ (-\theta_o + L_f + \theta')$$

3. 1. 6. *Mediciones de temperatura.* La medición de la temperatura de una nieve fría es cosa sumamente delicada. El termómetro: a) perturba localmente la temperatura que queremos medir; b) puede tomar una temperatura muy distinta de la de la nieve al contacto, pues absorbe las radiaciones solares de un modo distinto.

Mediciones en profundidad. A más de 50 cm de la superficie la radiación solar no interviene, y basta precaverse contra la perturbación local. Se ha de poner el elemento de medición en contacto estrecho con la nieve, en un agujero de diámetro mínimo y no en un agujero grande rellenado luego con nieve, pues se modificaría la circulación de aire y de vapor de agua en ese lugar.

En profundidad se puede utilizar un termómetro de resistencia o un par termoeléctrico.

El termómetro de resistencia (*thermistor*) consiste en un pequeño alambre de platino, cuya resistencia eléctrica, variable con la temperatura, se mide con un puente de Wheatstone. Los hilos de conexión no deben ser demasiado gruesos, pues conducen el calor. La corriente eléctrica que envía el puente de Wheatstone modifica la temperatura: es menester hacer 2 ó 3 mediciones con corrientes distintas y extrapolar a la corriente 0. Por fin la estabilización térmica del thermistor es muy larga: 2 a 3 horas después de un salto de temperatura de 30°.

El *par termoeléctrico* más conveniente es el par cobre-constantán. (El constantán es una aleación cobre-níquel a 40% de níquel). Es más preciso que el thermistor, pero necesita un galvanómetro de alta sensibilidad. El punto fijo será 0°C, fácilmente alcanzable en un frasco Thermos.

La graduación de ambos instrumentos se hace con un termómetro de mercurio y mezclas alcohol-hielo.

Mediciones cerca de la superficie. Además de los instrumentos señalados se puede utilizar el sencillo termómetro de mercurio. Pero, colocados sin precaución en la nieve, estos instrumentos indicarán en general 0°C, porque se calientan más que la nieve por absorción de radiaciones solares. Estas radiaciones les llegan por todos los lados, difusadas por la nieve, y es imposible prever una pantalla local. Se conseguirán mediciones aproximadas pintando el termómetro de blanco, para que tenga un albedo (poder de reflexión) vecino del de la nieve. Un método quizás más exacto es el procedimiento calorimétrico señalado anteriormente.

3. 1. 7. *Estructura cristalina de la nieve.* Para obtener rápidamente el número de cristales por cm^3 basta, siempre que la nieve sea isotrópica, contar el número de cristales visibles en 1 cm^2 de sección y elevarlo a la potencia 3/2.

En el caso de nieve vieja, los cristales son más o menos esféricos, reunidos entre sí por "puentes" de hielo. Es interesante entonces saber cuántos puentes salen en promedio de cada cristal, pero difícil de medirlo exactamente. Si despreciamos el volumen de los puentes de hielo, existe entre el diámetro promedio O, la densidad G y el número de cristales por cm^3 n la relación:

$$n\ (\pi/6)\ O^3\ .\ 0{,}906 = G$$

o sea aproximadamente $O = (2\ G/n)^{1/3}$.

El estudio de la dispersión en las dimensiones se ha hecho separando los granos en distintos lotes por medio de cedazos, o por sedimentación en aceite mineral, sin dar resultados de interés.

Para nieve muy compacta y vecina del hielo, sólo la observación de una lámina entre dos polaroides (véase 3. 4. 2) permite distinguir los cristalitos. Véase por ejemplo SELIGMAN, 1941.

Utilizando un microscopio polarizante se puede estudiar también la orientación del eje óptico (formando esta vez un haz de luz cónica y no paralela). En nieve vieja los ejes ópticos están siempre más o menos verticales. Trataremos de averiguar la causa de ello en 3. 4. 6.

3. 1. 8. *Mediciones de resistencia mecánica.* La resistencia a la tracción (símbolo internacional: K_z) es debida a los puentes de hielo entre cristales y también, cuando la nieve es húmeda, a la tensión superficial. BUCHER ha podido medirla con una centrifugadora, y verificar que es aproximadamente el doble de la resistencia al desgarramiento, como lo requiere la mecánica de los cuerpos isotrópicos (véase 6. 2. 2. a).

La resistencia al desgarramiento (símbolo internacional: K_s) es fácil de medir con un marco rectangular y un dinamómetro, como lo muestra la figura 8. La nieve vieja fría es frágil y se quiebra cuando uno trata de hundir

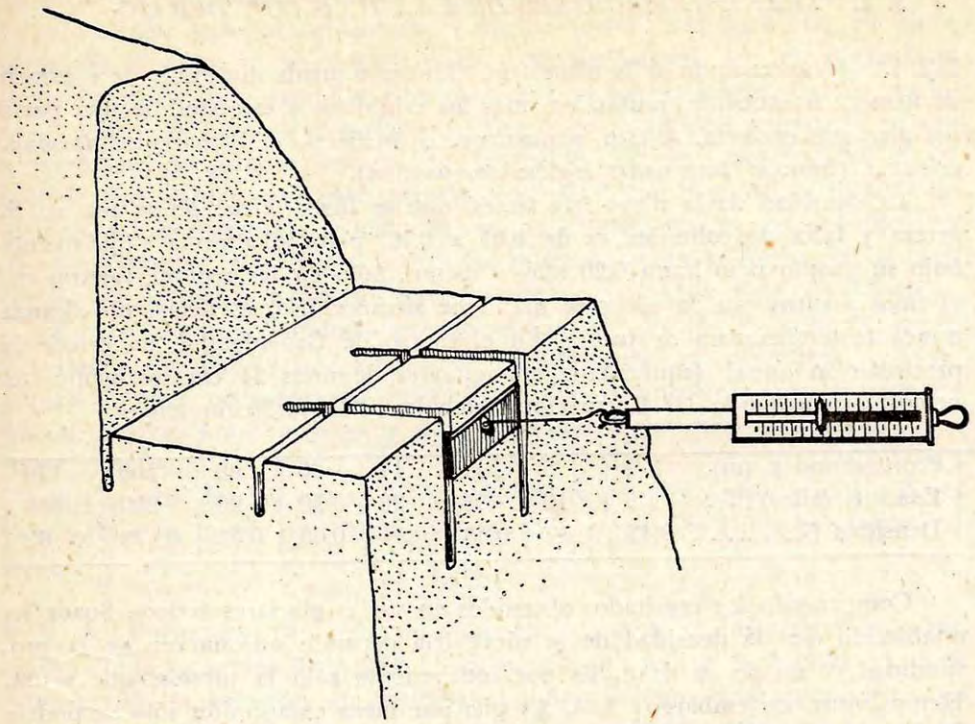


Fig. 8: Medición de la resistencia al desgarramiento K_s.

el marco en ella. Hay que preparar de antemano un surco para él con cuatro cortes de serrucho.

Una medición más empírica de la dureza, muy utilizada en Suiza por su rapidez, es la que se consigue con la *sonda de percusión* de HAEFELI (fig. 9). Es una sonda desmontable en trozos de 1 m de largo, cuya punta forma un cono de 60° de abertura, y que se planta en la nieve haciendo caer un peso corredizo M de 1 kg desde una altura constante h, vecina del metro. Si llevamos en ábscise el número de golpes n, y en ordenada la penetración z, tendremos una curva cuya pendiente nos señalará la dureza a distintas profundidades. Llamaremos:

Resistencia a la percusión = peso completo de la sonda + M.h.dn/dz.

Por fin, cuando se carece de todo instrumento de medición, se puede tener una idea de la dureza de la nieve tratando de hincar en ella:

	Resistencia al desgarramiento ($K_s = K_z/2$) en g/cm²
el puño	0 a 10
4 dedos juntos	10 a 75
1 dedo	75 a 250
un lápiz	250 a 750
la hoja de un cortaplumas .	750 a 3000

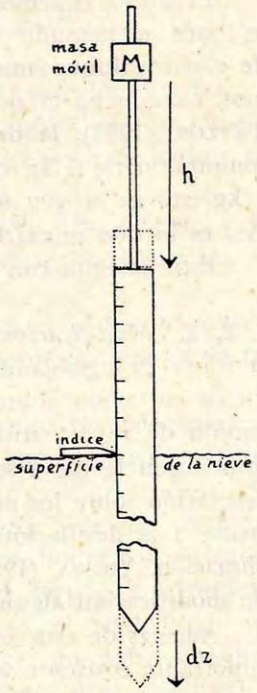


Fig. 9: Sonda de percusión de HAEFELI.

3. 2. *TRANSFORMACIONES DE LA NIEVE POR DEBAJO 0°C.*

3. 2. 1. *Apisonamiento de la nieve fría.* La nieve puede disminuir de volumen de manera irreversible, juntándose más los cristalitos y escapándose una parte del aire que encierra. A ésto, sea natural o artificial, lo llamaremos *apisonamiento;* (francés: *tassement;* inglés: *compaction*).

La densidad de la nieve fría fresca, que se llama *nieve polvo* por su ligereza y falta de cohesión, es de 0,01 a 0,10, pero se apisona rápidamente bajo su propio peso hasta 0,20 más o menos. Sólo en las regiones árticas estaremos seguros que la nieve se mantiene siempre fría, es decir, no alcanza nunca la temperatura de fusión. En el centro de Groenlandia, en donde la precipitación anual (equivalente en agua) es de unos 31 cm solamente, tenemos, promediando las fluctuaciones debidas a la variación anual:

Profundidad z (m)	4	8	11	14	30	60	100	150
Edad t (años) . .	5	10	15	20	50	90	200	300
Densidad G	0,43	0,49	0,53	0,54	0,60	0,70	0, 78	0, 82

Comparando los resultados obtenidos en varios glaciares árticos, SORGE ha establecido que la densidad de la nieve fría depende únicamente de la profundidad, y no de su edad. Es por consiguiente sólo la presión que actúa. Hemos visto, sin embargo (3. 1. 3.) que por mera compresión sólo se podría alcanzar una densidad de 0,70, de no tener en cuenta la compresión elástica subsiguiente. Para alcanzar la densidad de 0,82 bajo la presión atmosférica, es decir, el estado de hielo, otros mecanismos son, pues, necesarios en la naturaleza.

El apisonamiento puede ser acelerado por métodos artificiales, lo que se hace a menudo en las canchas de ski europeas (si no se encargan de ello involuntariamente los esquiadores), y también a veces en los aeródromos, cuando no es posible despejar la nieve. Según datos rusos recogidos por TAYLOR (1953), la densidad aumenta rápidamente hasta unos 0,5 para una compresión de 1 kg/cm^2, y luego varía sólo muy lentamente. La presión de 1 kg/cm^2 es la que se consigue pisoteando con fuerza la nieve, sin esquíes: esto es lo que se exige en los trampolines de salto olímpicos.

Estudiaremos con más detalle este problema de ingeniería en el capítulo 6.

3. 2. 2. *Modificaciones de los cristales.* Al mismo tiempo que se apisona, la nieve va cambiando de carácter. Hay una destilación de los puntos con fuerte curvatura sobre los de curvatura menor o negativa, que tienen una tensión de vapor saturante menor (véase 1. 3. 2.). Las estrellas o agujas que constituyen la nieve se redondean, los cristales más pequeños desaparecen por destilación sobre los mayores. La metamorfosis es debida, en nieve fría, únicamente a la destilación, pues, dentro de aceite a −25°C que impide toda sublimación, YOSIDA (1955), pudo conservar cristales de nieve durante 3½ años, sin modificación alguna.

Además de esta destilación local, suele existir en la cubierta de nieve una importante corriente vertical de vapor de agua hacia arriba, según el mecanismo señalado en 3. 1. 4., porque las capas inferiores suelen ser menos frías que

la superficie. Es siempre el caso de noche, y también de día (véase 4. 1. 3.), cuando el aire está por debajo cero y no hay fusión. Debido a ello, en nieve vieja fría, que nunca ha sido expuesta a fusión parcial, las capas inferiores tienen cristales muy crecidos, con caras planas que pueden alcanzar varios mm^2. Tal nieve permanece suelta y liviana, y no se apisona mucho. Se parece a arena seca de grano grueso, y hace un ruido cristalino característico al ser movida. La llaman en inglés *depth hoar,* es decir, *escarcha profunda,* en alemán *Schwimmschnee.* Desempeña un papel importante en la formación de ciertos aludes. Al crecer aun más, los cristales toman la forma de cúpulas, con la concavidad a sotavento del corriente de vapor, es decir, hacia arriba.

En la superficie también pueden observarse grandes cristales de nieve, por tiempo nublado y frío, en lugares muy húmedos, por ejemplo en la vecindad de agua no congelada. Los cristales son entonces escamas hexagonales planas, a veces grandes como la uña. (Francés: *neige pailletée.* Proponemos: *nieve escamosa*).

En grietas del Inlandsis, WEGENER observó muy grandes cristales (hasta varios cm,) en forma de cúpula abierta, con uno o dos lados enroscados en espiral.

3. 2. 3. *Variaciones de cohesión.* La nieve apisonada, así como la nieve transportada y amontonada por el viento, se afirman y se endurecen. Este aumento de la cohesión es posterior al apisonamiento o al transporte. Así HAEFELI, en una nieve fría, cuya densidad permaneció constante e igual a 0,15, encontró las siguientes resistencias al desgarramiento:

Edad:	6 horas	1	3	7 días
K_s:	100	170	190	330 g/cm^2.

Se han ido formando con el tiempo puentes de hielo entre los cristales.

Hay varias teorías para explicar este endurecimiento con el tiempo (en inglés: *age-hardening*). Estas teorías han de tener en cuenta los tres hechos siguientes:

1) El endurecimiento ocurre a temperaturas muy por debajo cero, y la baja del punto de fusión con fuertes presiones, invocada por TYNDALL, es insuficiente para que pueda haber fusión parcial.

2) La presencia de aire húmedo es indispensable, como lo han mostrado los experimentos de SELIGMAN (1936): en una corriente de aire perfectamente seco la nieve no se afirma.

3) Pero el aire húmedo por sí solo es insuficiente. Sólo consigue aumentar el tamaño de los cristales, hasta formar nieve escamosa, cuyos cristales permanecen sueltos.

NAKAYA cree haber demostrado la existencia de una película microscópica de agua a la superficie del cristal, que permanece líquida por debajo 0°C. Esta película se solidificaría cuando los cristales vienen en contacto estrecho, sin capa de aire interpuesta. Tendríamos, pues, el análogo de un *fritaje* (francés: *frittage;* inglés: *sintering*), en metalurgia: un polvo metálico comprimido se aglomera en una pieza compacta a temperaturas inferiores a

las de fusión. Para tener en cuenta la observación de SELIGMAN, habría que suponer que la película microscópica de agua desaparece en un aire seco.

Inversamente una nieve fría afirmada y dura pierde su cohesión en un aire muy seco: los puentes de hielo entre los cristales se evaporan. La costra de sol, tan molesta para los esquiadores, llega a desagregarse durante las noches despejadas, frías y secas. Hasta, si la costra de sol resiste, las capas inferiores, ellas, se desagregan siempre durante la noche, pues permanecen a una temperatura superior a las capas superficiales y por consiguiente destilan sobre estas últimas.

3. 2. 4. *Efectos del viento sobre un campo de nieve horizontal.* Ya hemos señalado las grandes cantidades de nieve que puede remover el viento blanco. A él se debe el penacho blanco que parte en invierno de las altas cumbres nevadas.

La nieve se amasa en las hondonadas y a sotavento de los obstáculos. Después de una nevada con viento, montones de nieve (en francés: *congères*) pueden cortar caminos y líneas férreas, aunque la nevada haya sido débil. Cuando la irradiación de una roca calentada por el sol, de una casa calefaccionada, ha provocado alrededor la fusión de la nieve y formado un foso periférico, el viento se canaliza en él. La nieve amontonada está entonces separada del obstáculo, con una cornisa hacia el obstáculo.

El viento endurece la superficie de la nieve, formando una *costra de viento* de algunos centímetros de espesor. Luego roe la nieve por debajo, originando una superficie caótica (véase foto 5). Pueden así formarse grandes olas paralelas al viento de nieve endurecida. Se las llama *skavlers* (palabra noruega), o *sastruggi* (palabra rusa).

Se ha señalado la formación, con un viento moderado y regular, de *dunas de nieve* perpendiculares al viento. Tienen una forma de hoz, con un lado cóncavo y abrupto frente al viento, un lado convexo y de pendiente suave a sotavento, es decir, una posición invertida con respecto a las dunas de arena. Hecho, sin duda, ligado a la cohesión que toma la superficie de la duna de nieve, pero aún no explicado.

3. 2. 5. *Efectos del viento sobre la nieve en terreno accidentado.* En las faldas expuestas al viento, se forma una espesa costra de viento, de 1 ó 2 decímetros de espesor, bastante resistente para soportar el peso de un hombre a pie, y bien soldada a las capas inferiores. En ella los cristalitos son aún bastante angulosos y de tamaño desigual.

A sotavento de una arista, la nieve proyectada por encima del filo forma una capa de cristalitos mucho más transformados (forma más redonda, tamaños parecidos), coherente y endurecida. Este *tablón de nieve,* como lo llamaremos, (francés: *planche à vent;* alemán: *schneebrett*), no puede apisonarse como la nieve debajo, y entre los dos se forma con el tiempo un hueco. Los tablones de nieve a sotavento, que pueden alcanzar un metro de espesor, son pues, inestables, y veremos que pueden dar lugar a aludes (foto 6).

Los guías alpinos saben reconocer los tablones de nieve de barlovento y los de sotavento por el color (los primeros son más brillantes), pero en los Andes la presencia posible de micropenitentes impide distinguirlos.

Foto 5: Costra de viento y leve cornisa roídas después de un cambio de dirección del viento (fuerte puelche del este en vez de viento del oeste).

Foto 6: Tablón de nieve quebrado, después del desprendimiento de un alud, cerca de Davos, Suiza. (Foto E. Meerkämper).

En la arista o la loma misma se forma una *cornisa,* prolongación del tablón de nieve a barlovento. La cornisa es máxima para una pendiente a barlovento de unos 16°. La figura 10 explica su formación. La cornisa aumentando de tamaño, su parte en vilo se incurva hacia abajo, y por fin se quiebra, a menos que (si la pendiente a sotavento es suave), venga a asentarse sobre el tablón de sotavento. Es peligroso transitar por una cornisa, sobre un ancho igual al doble de la parte en vilo.

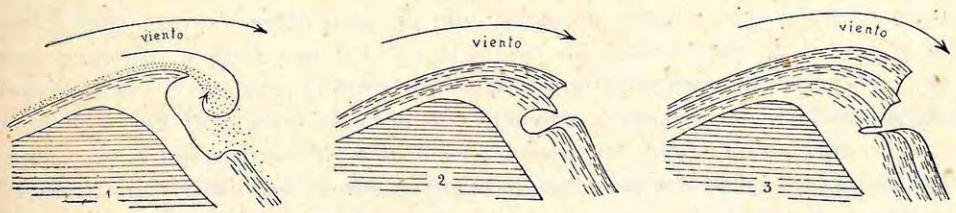


Fig. 10: Formación de una cornisa de nieve, según SELIGMAN.

3. 2. 6. *Hongos de nieve, nieve plumada.* Las altas agujas de Patagonia Occidental (Cerros Torre y Grande, Paine Oeste, Monte Sarmiento, etc.), que permanecen meses enteros envueltas en las nubes, en medio de vientos huracanados, se cargan con una espesa capa de escarcha dura en su parte superior. La nieve se acumula encima, y la cumbre toma la forma de una bola o hasta un *hongo de nieve,* de 20 ó 50 m de diámetro, con cornisas por casi todos sus lados. En el Paine Grande, según testimonio de KRAHL, la más alta cumbre se asemeja a una piña de 20 m de alto, 30 m de diámetro, con una serie de sobrependientes circulares sobrepuestas. Debajo de unos decímetros de nieve dura se presenta hielo compacto.

En las muy altas montañas del Himalaya y del Perú, la escarcha dura es también muy abundante, en ciertas paredes a sotavento y a la sombra. Los abundantes nevazones aumentan el depósito, al par que despejan una red de canaletas por donde se escurre la nieve. De lejos, la pared con sus canaletas confluentes se asemeja a una pluma. Llamaremos este aspecto, con KINZL: *nieve plumada* (*Fiederrillen, Sägerillen* de HEIM, *neige en choux-fleurs* de la expedición francesa al Annapurna). Esta formación no parece ser específica de las muy grandes alturas, pues se observa, aunque en mucho menor grado, en los lados a sotavento de los hongos de nieve patagónicos.

3. 3. *TRANSFORMACIONES DE LA NIEVE CON FUSION PARCIAL*

3. 3. 1. *Fusión de la nieve.* Estudiaremos en 4. 1., en qué circunstancias la nieve se derrite. Veamos ahora cómo se produce el fenómeno.

La primera agua de fusión es retenida por la nieve, por capilaridad. La nieve fresca puede retener hasta w = 30% de agua, la nieve vieja, un 15%, la neviza, un 5% solamente. Al par que la nieve se carga de agua, su densidad aumenta. Llegada la carga de agua al valor indicado, el agua empieza a escurrirse hacia abajo, lo que llamaremos *percolación.* Al empezar la percolación, la densidad baja bruscamente: CLYDE notó una baja de 0,49 a 0,37, lo que parece ser un máximo.

Como lo observó SELIGMAN, el agua percola formando una película alrededor de los cristalitos y no llenando los huecos entre ellos. Es decir que la percolación es un fenómeno ante todo capilar, y sólo accesoriamente debido al peso. SHARP (en la nieve vieja del glaciar Seward), midió una velocidad de percolación vertical de 12 cm/hora, mientras que SELIGMAN (en la nieve vieja del Glaciar de Aletsch), encontró, para una percolación casi horizontal, una velocidad de 8,3 cm/hora, no muy inferior.

Estas velocidades se refieren a agua que llega en una nieve seca. La nieve tiene entonces que cargarse de agua antes de darle libre paso, lo que reduce la velocidad de percolación. La medición es fácil con fucsina, colorante que no cambia sensiblemente la temperatura de fusión, permanece verde y poco visible en la nieve seca, pero se vuelve de un rojo intenso al llegar el agua.

En nieve ya saturada de agua, la velocidad de percolación es un centenar de veces mayor. La percolación manteniéndose, se forman diminutos canales por fusión de la nieve, por los cuales el agua corre libremente, y la velocidad de percolación va aumentando.

Creciendo la fusión, toda la nieve está así socavada y se convierte en una "sopa" de agua y nieve, en la cual uno se hunde hasta con esquíes. Los franceses la califican entonces despectivamente de "nieve podrida".

3. 3. 2. *Envejecimiento de la nieve, neviza.* En invierno, con buen tiempo, a baja altura, y en verano sobre los glaciares, la nieve suele derretirse en medio del día y volver a helarse por la noche. Estas fusiones parciales y congelaciones repetidas la transforman muy rápidamente: se apisona y los cristales se redondean. Los cristales más pequeños llegan a derretirse totalmente, y entonces no vuelven a formarse, aumentando el tamaño de los cristales restantes.

Resumiremos las densidades medidas por SHARP (1951), en el Glaciar Seward Superior (región del Monte San Elías, 60°25' lat. N), por SELIGMAN (1941), en el Glaciar de Aletsch (Suiza, 46°30' lat. N), y por el autor en el Glaciar Olivares (Andes de Santiago, 33°9' lat. S):

edad	4 meses	1 año	3 años
Seward	0,43	0,49	0,53
Aletsch	0,45	0,58	0,72
Olivares	0,57	0,70	0,84

En los Alpes, al cabo de 3 años, los cristales tienen un diámetro de 2 a 3 mm. En los Andes de Santiago pueden alcanzar la misma dimensión al cabo de 4 meses, en la parte superior de los penitentes. Estudiaremos en el capítulo 6 la razón de este crecimiento anormalmente rápido.

En Francia *névé* designa a la vez la parte superior de un glaciar, ocupada por nieve perenne, y esa nieve perenne misma, es decir, designa a la vez el lugar geográfico y la substancia. Los alemanes distinguen *Firnfeld* y *Firn-*

schnee. Los ingleses han decidido llamar *névé* el lugar, *firn* la substancia. El autor propone llamar *nevero* el lugar (y no *nevado*, que designa ya los cerros extensamente cubiertos de glaciares), y *neviza* la substancia.

Pero la *neviza, Firnschnee,* no ha de ser definida como nieve de más de un año de edad, sino por su aspecto intrínseco: llamaremos así toda nieve de densidad superior a 0,55, formada de granos redondeados de diámetro superior a 0,6 mm. En los Andes de Santiago, la neviza se forma, pues, en 4 meses, en los Alpes, en un año; en Alaska meridional, en 4 años, y en Groenlandia, en 20 años.

3. 3. 3. *Costra de sol.* Por tiempo despejado, la nieve suele derretirse durante las horas más templadas del día y volver a congelarse superficialmente durante la noche. La fusión empieza unas cuántas horas después de levantarse el sol, y termina una o dos horas antes que se acueste. El agua de fusión percolando a una velocidad vecina del decímetro por hora, la nieve se empapa de agua sobre un espesor de uno a tres decímetros. Así se forma una costra de nieve compacta y dura, llamada *costra de sol.* Su espesor es máximo al amanecer, y suele entonces soportar el peso de un esquiador. Las radiaciones solares penetran luego en la nieve, y la costra de sol empieza a derretirse por su parte inferior (véase 4. 1. 3.). Se rompe entonces bajo el peso de los esquíes. Lo mismo ocurre cuando la costra de sol empieza a formarse, al atardecer.

Con la neviza, que ya es consistente y dura en su totalidad, ya no se puede hablar de costra de sol. Durante las horas calientes del día su superficie se derrite parcialmente y se resblandece, formando la llamada *nieve de primavera* (que en los Andes puede existir en cualquier época del año). Es muy apreciada por los esquiadores de los Alpes, pero en los Andes de Santiago, la aparición de penitentes la vuelve rápidamente inapta al ski.

3. 3. 4. *Formación de hielo.* Cuando el agua de percolación estagna y se amasa en un punto, su congelamiento produce hielo, impermeable al agua. Así ocurre con las costras de sol o de viento sepultadas bajo nuevas capas de nieve. Se vuelven *estratos de hielo,* bien visibles dentro de la neviza. También pueden formarse así masas lenticulares y ovaladas de hielo. (Para más detalles, véase SHARP, 1941).

En invierno cuando el viento, al barrer la nieve polvo, despeja un estrato de hielo, éste es pulido por el roce de los cristales de nieve. Se forma una placa de hielo muy lisa (francés: *tôle d'hiver*; inglés: *marble crust*).

La aumentación de densidad de la nieve se debe en parte a su apisonamiento, en parte a la congelación del agua de percolación que la inunda, lo que llamaremos *recongelación*. Comparando las densidades debajo de un estrato de hielo, en donde sólo interviene el apisonamiento, y encima, en donde intervienen a la vez apisonamiento y recongelación, se puede tener una idea de la importancia relativa de ambos procesos. La recongelación es la más importante en las regiones árticas. Sobre el Glaciar Seward interviene sólo en un 25%, y en los Alpes es despreciable. Pero en las regiones subtropicales y tropicales se vuelve de nuevo muy importante, como veremos más adelante.

Estudiaremos con más detalle en el capítulo 5 cómo se forman los *glaciares* o *ventisqueros.*

3. 4. *ESTRUCTURA CRISTALINA DEL GLACIAR*

3. 4. 1. *Estudio experimental del hielo de glaciar, sin luz polarizada.* El hielo de glaciar está compuesto por cristalitos de forma irregular, en general no visibles. Pero cuando una superficie de hielo ha estado largamente expuesta al sol, en un aire seco sobre todo, los cristalitos aparecen distintamente, pues sus contornos se derriten y se evaporan con más facilidad. Este fenómeno, que llamaremos *meteorización* de la superficie, es debido a que la cristalización es imperfecta entre dos cristalitos, y a que las sales, presentes en el hielo en cantidad infinitesimal, se concentran allí. A veces, con aire caliente y seco, el hielo de glaciar llega a desgranarse superficialmente.

Se puede entonces registrar el dibujo de los cristalitos, sea poniendo un papel fino poco absorbente sobre la superficie y restregando encima un lápiz blando (*rubbing* de los autores ingleses), sea mejor por impresión. Para ello se pinta la superficie con una tinta grasa o betún negro para el calzado, y se aplica encima un papel suave. Cuando la superficie no está bastante meteorizada, se puede calentar con una lámpara de soldar durante un cuarto de hora. (Los cristalitos aparecen cuanto mejor que la fusión es más lenta). También se puede en ese caso restregar la pintura con fuerza: penetra entre los cristalitos, cuyos contornos aparecen entonces en negro en vez de aparecer en blanco.

En una atmósfera húmeda y fría, se pondrán los cristalitos en evidencia por la *deposición de escarcha blanda.* Véase HAEFELI y BRENTANI, 1955.

Se tiene rápidamente la orientación aproximada de los ejes cristalinos formando en el seno del hielo el foco del sol con un lente de aumento de 5 a 10 cm de distancia focal. La fusión del hielo se hace más rápidamente en las direcciones $<11\bar{2}0>$, y aparece una estrella de nieve "en hueco" en el seno del cristal, llamada *flor de* TYNDALL, cuyo plano es perpendicular al eje óptico. A veces se observan flores de TYNDALL naturales alrededor de una impureza presente, calentada por el sol.

Otro procedimiento es observar los anillos de agua líquida que suelen existir alrededor de las burbujas de aire presentes en el hielo: también se hallan en un plano perpendicular al eje óptico.

Por fin en ciertos casos, por ejemplo en el frente del Glaciar Grey (Patagonia, región del Paine), el autor ha encontrado un hielo muy meteorizado, que se desgranaba en grandes cristales, del tamaño de una nuez al tamaño del puño. Esos cristales presentaban una fuerte esquistosidad, y se clivaban muy fácilmente. La meteorización de los cristales subrayaba la esquistosidad, haciendo aparecer estriados los lados expuestos al aire. Hemos comprobado en ese caso que la esquistosidad, es decir los planos de clivaje, son perpendiculares al eje óptico. (Se trataba de planos de deslizamiento: véase 6. 3. 1.).

3. 4. 2. *Estudio experimental del hielo de glaciar, con luz polarizada.* Mediciones más seguras se hacen poniendo una lámina de hielo de unos 2 mm

a 2 cm de espesor entre dos *polaroides* cruzados. El polaroid (que reemplaza ventajosamente los antiguos nicoles) deja pasar sólo luz polarizada rectilíneamente. Sin lámina de hielo interpuesta, los polaroides cruzados no dejan pasar luz alguna. Al poner el cristal de hielo, éste transforma la luz polarizada en luz más o menos elíptica, según el espesor del cristal y la orientación de la lámina. Mirando a través del segundo polaroid, cada cristalito tiene una iluminación distinta.

Esta iluminación en general varía cuando, manteniendo inmóviles los polaroides, se hace girar la lámina de hielo en su plano. Cuando un cristalito permanece oscuro, es que no modifica la luz polarizada: tiene entonces su eje óptico en el sentido de propagación de la luz. Para medir la orientación de los ejes ópticos, hay pues que colocar la lámina en un marco que pueda tomar todas las orientaciones, y girar en su plano (aparato triaxial). Cuando un cristalito permanece oscuro al girar la lámina en su plano, la dirección del eje óptico es la de la luz *dentro del cristal,* dirección que difiere notablemente de la dirección en el aire, a causa de la refracción. Este inconveniente se evita con el aparato triaxial de inmersión descrito por BADER (1951).

Para mediciones de mayor precisión se puede utilizar, como en cristalografía, sea una observación conoscópica, sea un compensador. La duración de las mediciones obliga entonces a trabajar en un laboratorio por debajo de -4°. Para más detalles sobre todos estos procedimientos, el lector puede referirse al artículo fundamental de BADER.

3. 4. 3. *Forma y dimensiones de los cristalitos.* Para obtener la forma de los cristalitos, hay que observar una serie de cortes paralelos vecinos, lo que muy pocos autores han hecho. Parecen existir 3 y no 2 casos como se admite comúnmente.

a) *Cristalitos de forma sencilla y dimensiones parecidas.* En glaciares activos, es decir con alimentación, ablación y movimiento importantes, tanto SELIGMAN en Suiza, como AHLMANN en Laponia sueca, BOYÉ en el este de Groenlandia y LLIBOUTRY en Patagonia han encontrado tales cristalitos, de aproximadamente 2 cm de diámetro en promedio. El tamaño aumenta con el tiempo, y es por consiguiente mayor en donde el hielo es más antiguo, es decir el frente y las márgenes del glaciar. Los mayores cristales se hallan en hielo "muerto" antiguo: llegan a ser grandes como el puño o hasta como un melón.

b) *Cristalitos grandes de forma intrincada, junto con cristalitos muy pequeños.* Tal parece ser el caso en las zonas en donde el hielo ha estado sometido a fuertes tensiones, lo que concordaría con los experimentos de STEINEMANN a los cuales hacemos referencia más abajo.

c) *Grandes cristalitos de forma sumamente intrincada.* Tal es la estructura encontrada por BADER en el hielo muy antiguo del glaciar Malaspina. Se encontraría, seguramente, con mayor frecuencia de no atenerse al examen de una sola sección, como lo hacen los otros autores. Cristales que parecen ser distintos en una sección muy bien pueden ser en realidad brazos de un mismo e intrincado cristal.

Estos cristales parecen resultar de la unión de una serie de cristales con

misma orientación, como indica la existencia de algunas superficies de separación a medio desvanecidas, y hasta a veces interrumpidas.

3. 4. 4. *Orientación de los cristalitos.* En el seno del glaciar los cristalitos parecen a primera vista estar orientados al azar, o a veces con una mayor concentración de los ejes ópticos en la vecindad de un plano. Sin embargo, un estudio hecho por RIGSBY (1951) sobre 1725 cristales ha mostrado que cuando se estudiaban los cristales de un volumen reducido (unos litros), todos los ejes ópticos se agrupaban siempre en torno a 4 direcciones posibles. Estas direcciones forman un rombo sobre una esfera de referencia, la gran diagonal teniendo unos 80° a 84° y la pequeña diagonal unos 52°. Cuando existen capas de hielo sin burbujas, la normal a ellas pasa aproximadamente por el centro del rombo. Esta curiosa disposición, de la cual no ha habido hasta hoy día ni siquiera un intento de explicación, ha sido encontrada también por BADER (1951), por MEIER, RIGSBY y SHARP (1954).

En el hielo inmóvil, en la vecindad del suelo o de una roca, los cristalitos son alargados en el sentido del eje óptico y perpendiculares a la superficie, es decir en la dirección del gradiente de temperatura. (Esto nos recuerda la estructura del hielo de lago). Lo mismo se observa en las capas superiores de los neveros, para los cristales de neviza.

3. 4. 5. *Experimentos sobre la recristalización del hielo.* Según experimentos en el laboratorio de STEINEMANN (1954), cuando un gran cristal de hielo es deformado de manera no uniforme (entonces, mirándolo entre polaroides cruzados, no puede obtenerse una extinción completa de todo el cristal a un tiempo), aparecen en su seno pequeños cristalitos. La zona con pequeños cristalitos aumenta y llega a extenderse en la zona de deformación uniforme. Esto ha sido corroborado por GLEN.

Según experimentos de DEMOREST, esta recristalización se hace de manera muy rápida e irreversible.

Se sabe que un metal ligeramente trabajado en frío (por ejemplo estirado de unos cuantos %) recristaliza cuando se lo recuece. Ciertos núcleos, ya existentes en el metal (comprobado por BURGERS mediante rayos X), se vuelven activos con el trabajo en frío, y crecen luego durante el recocido hasta atravesar la muestra de parte en parte. No hay prueba alguna que ocurra lo mismo con el hielo. Ni se han encontrado núcleos preexistentes, ni se ha demostrado aún que los microcristalitos que aparecen crezcan indefinidamente. En el caso del hielo se opera muy cerca del punto de fusión, y además, como lo anota BADER, muy bien puede tener el hielo propiedades singulares, así como el agua entre los líquidos.

Por otra parte los cristalitos de hielo aumentan de tamaño en la vecindad de una lámpara (SELIGMAN). Podemos también mencionar aquí que, en penitentes de neviza, hemos encontrado un mayor crecimiento de los cristales en donde la neviza era amarillenta y absorbía mejor las radiaciones solares.

3. 4. 6. *Teorías que hacen intervenir las tensiones.* Para explicar que los cristales sigan creciendo en un glaciar aunque no haya ni fusión parcial, ni circulación de agua o de vapor, hay más teorías que observaciones de valor.

Veremos que los planos (0001), perpendiculares al eje óptico, son los únicos planos de deslizamiento del hielo. Los cristales con el eje óptico perpendicular al desgarramiento son más plásticos, y en ellos las tensiones no podrán acrecentarse mucho durante el movimiento del glaciar. PERUTZ supone que estos cristales crecerán a expensas de los otros "porque tienen mayor energía". Nosotros proponemos más bien lo siguiente: estos cristales perduran, mientras que los otros se fraccionan en numerosos microcristalitos por recristalización. Los primeros captarían luego los microcristales de misma orientación cristalina.

Otra teoría, propuesta también por el autor, hace intervenir la anisotropía de las propiedades elásticas del hielo (LLIBOUTRY, 1955 c). Los cristales que tienen la dirección de menor módulo de YOUNG en el sentido de la compresión han de crecer a expensas de los otros, de una manera reversible. Hemos podido demostrar en efecto que la superficie de separación ha de moverse como si estuviese sometida a una presión hidrostática:

$$p = \sigma^2 \left(\frac{1}{E_1} - \frac{1}{E_2} \right)$$

E_1 y E_2 siendo los módulos de YOUNG en la dirección de la compresión σ, para los dos cristalitos considerados.

En todo esto se trata del módulo de YOUNG para deformaciones estáticas, que presenta anisotropía (véase 6. 3. 1.).

Estimamos que esta presión ficticia puede alcanzar un centenar de dinas/cm^2.

3. 4. 7. *Teorías haciendo intervenir los gradientes térmicos.* El aumento de tamaño de los cristales en la vecindad de una lámpara o al contacto del suelo puede ser atribuído al aumento de temperatura. Pero no se explica así la orientación de los ejes ópticos, que tienen la dirección del gradiente de temperatura, tanto en esos casos como en las capas superiores de un nevero. Hay que distinguir la causa desconocida que favorece el crecimiento de ciertos cristales a expensas de otros, y el factor temperatura, que aumenta sin duda la velocidad de crecimiento. (La elevación de temperatura permite siempre al estado más estable de imponerse más rápidamente).

Podrían ser también las tensiones internas la causa que privilegia ciertos cristales. Cuando existe un gradiente de temperatura, es decir cuando la temperatura no es uniforme dentro del hielo, aparecen tensiones internas. En una placa indefinida, con un gradiente de temperatura perpendicular a ella, aparece una compresión en el plano de la placa igual a:

$$\sigma = (E/1-\nu).\alpha.(\theta - \overline{\theta})$$

En esta fórmula, E es el módulo de YOUNG (2,5. 10^{10} cgs aproximadamente), ν el coeficiente de POISSON (0,36), α el coeficente de dilatación térmica (5 . 10^{-5}), θ la temperatura en el punto considerado y $\overline{\theta}$ la temperatura promedia de la placa. Las tensiones internas pueden llegar a alcanzar varios centenares de g/cm^2, pero no tienen la dirección correcta para explicar la orientación cristalina observada. Por otra parte, debido a la plasticidad del hielo, estas tensiones internas se relajan y desaparecen al cabo de algún tiempo.

Hemos hecho notar (LLIBOUTRY, 1955 c) que, si existe una leve anisotropía en el coeficiente de conducción térmica, la termodinámica de los fenómenos irreversibles desarrollada por ONSAGER hace prever un crecimiento de los cristales cuyo eje de mejor conductibilidad térmica se encuentra en la dirección del gradiente térmico. Desgraciadamente la anisotropía de la conductibilidad térmica del hielo es controvertida. Entre el coeficiente de conductibilidad en el sentido del eje óptico y el mismo coeficiente en la dirección perpendicular, FORBES encontró una diferencia de 5% a favor del primero, así como TROUTON. En cambio STRANEO y recientemente LANDAUER y PLUMB no encontraron diferencia apreciable.

3. 5. *LAS BURBUJAS DE AIRE EN EL HIELO DE GLACIAR*

3. 5. 1. *Porosidad del hielo de glaciar.* El hielo formado por compresión de la nieve en una zona fría encierra numerosas burbujas de aire de todas dimensiones, la mayoría microscópicas, muchas inferiores al milímetro, pero visibles sin instrumento, algunas de varios mm de diámetro. Dan al hielo un color blanco (*hielo blanco* de los andinistas). El hielo formado por congelación del agua de percolación encierra mucho menos burbujas, y resulta transparente, verde oscuro bajo un gran espesor (*hielo negro* de los andinistas).

En general el hielo de glaciar presenta capas de hielo sin burbujas, de varios milímetros o centímetros de espesor, cuyos límites no son muy netos y recortan los cristalitos. La presencia o ausencia de burbujas no ha efectado pues el crecimiento de estos últimos.

Se admite que las capas sin burbujas se formaron en la neviza, siendo paralelas a la superficie en el nevero. Pero en el frente del glaciar, en general, emergen hacia adelante, formando un fuerte ángulo con la superficie. Volveremos sobre este problema al estudiar el movimiento del glaciar. También estudiaremos entonces otras capas sin burbujas aparentes, pero con límites netos, y que no hay que confundir con las anteriores: son las llamadas *hojas azules* (*blue bands* en inglés), que son producidas por el movimiento del glaciar.

3. 5. 2. *Burbujas de aire rodeadas de agua.* Las burbujas de un glaciar temperado, es decir que está a 0°C en todo su seno, se hallan en general encerradas dentro de una cavidad en forma de disco y llena de agua líquida. BADER (1950) ha sido el único en estudiar este fenómeno, en el Glaciar Malaspina. Encontró que los planos de los discos eran perpendiculares al eje óptico, y que la razón (volumen de agua/volumen de aire) valía de 3,3 a 5,8.

BADER supone que el agua se forma durante la decompresión del hielo en la zona de ablación, el aumento de volumen de la burbuja de aire debido a la fusión del hielo circundante siendo tal que el equilibrio hidrostático se mantenga. Pero un desnivel de 10 a 20 m bastaría entonces para que se forme toda el agua observada. Como el hielo ha estado a mucho mayores profundidades, BADER se ve obligado a suponer que parte del agua se ha escapado entre los cristalitos.

Estas hipótesis nos parecen muy azarosas, y preferimos pensar que: 1) La fusión es debida a la radiación solar, que penetra dentro del hielo. El calor

se concentra en cada burbuja como en un invernadero (véase 4. 1. 3.). 2) La plasticidad del hielo hace que la presión de las burbujas sea siempre vecina de la presión hidrostática en el hielo circundante.

3. 5. 3. *Burbujas alargadas y burbujas con rabo.* En muchos glaciares recubiertos de los Andes de Santiago, a poca distancia de la superficie, hemos observado burbujas de aire alargadas, perpendiculares a ella. El ejemplo más notable lo encontramos en la parte recubierta del pequeño Glaciar de la Rinconada, en la falda Norte del Cerro La Paloma, a 4080 m de altitud. En la bóveda de una gruta subglacial había muy numerosas burbujas cilíndricas verticales, de uno a dos centímetros de largo y medio milímetro de diámetro. A veces las dos extremidades son más gruesas que el centro.

En varios casos hemos encontrado también sartas de diminutas burbujas de aire ocupando finos canales llenos de agua, en las aristas limitando tres cristalitos de hielo.

Por fin existe un tipo intermedio, que llamaremos *burbujas con rabo*: son gruesas burbujas con un largo apéndice formado por una sarta de burbujitas chicas, ocupando un canal de agua. El rabo puede tener de varios milímetros a varios centímetros de largo, es perpendicular a la superficie libre, y en general se dirige hacia ella. En el fondo de una pequeña gruta natural que descubrimos en el glaciar sur del Nevado Flores (Andes de Rancagua), observamos una delgada capa de gruesas burbujas de aire, con rabos de hasta 10 cm de largo. Estos se dirigían hacia abajo, para luego incurvarse y alcanzar la superficie libre perpendicularmente.

Pensamos que estos fenómenos están ligados a las variaciones de temperatura del hielo y a los gradientes de temperatura que las acompañan. Por una parte cuando los cristalitos se contraen con el frío, pueden aparecer fisuras entre ellos. (Estos cristalitos forman un haz de prismas alargados, perpendiculares a la superficie libre). Por otra parte en un gradiente de temperatura las burbujas caminan, la pared más caliente destilando sobre la pared más fría.

Capítulo IV

BALANCES TERMICOS Y FORMAS DE ABLACION

4. 1. *BALANCE TERMICO A LA SUPERFICIE DE UN CAMPO DE NIEVE*

4. 1. 1. *Absorción de las radiaciones solares.* La energía solar que recibe un campo de nieve ha de ser medida con un piranómetro (llamado en ese caso pirheliómetro), sensible también a las radiaciones infrarrojas hasta 4 μ de longitud de onda, y no con una célula fotoeléctrica, sólo sensible a las radiaciones visibles.

La energía solar recibida depende del espesor de aire atravesado, es decir de la altitud y de la elevación del sol sobre el horizonte. Esta última varía a su vez con la hora del día y con la época del año. Con el sol al cenit, es de 2,0 cal/cm^2. minuto al nivel del mar, y aumenta de unos 3% por cada 1000 m de altura. Cuando el sol está a ψ^0 del cenit, la energía solar, según la ley de BOUGUER, está multiplicada por a $^{1}/_{\text{sen}\,\psi}$, a siendo una constante que vale 0,70 en Washington y 0,82 en el Monte Wilson.

GERDEL y otros (1954) han calculado la energía solar total recibida en el día, en función de la latitud y de la época del año. Los resultados están representados en la figura 11. En el círculo polar, la energía solar diurna varía sinusoidalmente entre los valores 0 (solsticio de invierno) y 580 cal/cm^2. día (solsticio de verano). A la latitud de Santiago (33°30'), varía sinusoidalmente entre 300 y 700 cal/cm^2. día, aproximadamente. A 4000 m de altura, frente a Santiago, tendremos, pues, unas 370 cal/cm^2 . día en junio y julio, unas 560 cal/cm^2 . día en septiembre, unas 850 cal/cm^2 . día en diciembre y enero.

Todas estas cifras se refieren a un día sin nubes. Según GERDEL hay que multiplicarlas por 0,9 cuando la nebulosidad es de 5/10, y por 0,5 cuando el cielo permanece enteramente nublado (nebulosidad 10/10).

Pero la nieve absorbe sólo una pequeña parte de esta radiación solar, la fracción $(1 - a)$. Se llama a el *albedo* de la nieve. Depende mucho de la calidad de la nieve y de su estado superficial:

	Albedo a
Nieve fresca o escamosa, costra de viento:	0,88 — 0,81
Nieve vieja seca, costra de sol:	0,81 — 0,65
Nieve en fusión:	0,65 — 0,52
Hielo:	0,50 — 0,43
Nieve o hielo cubiertos de impurezas:	0,45 — 0,30

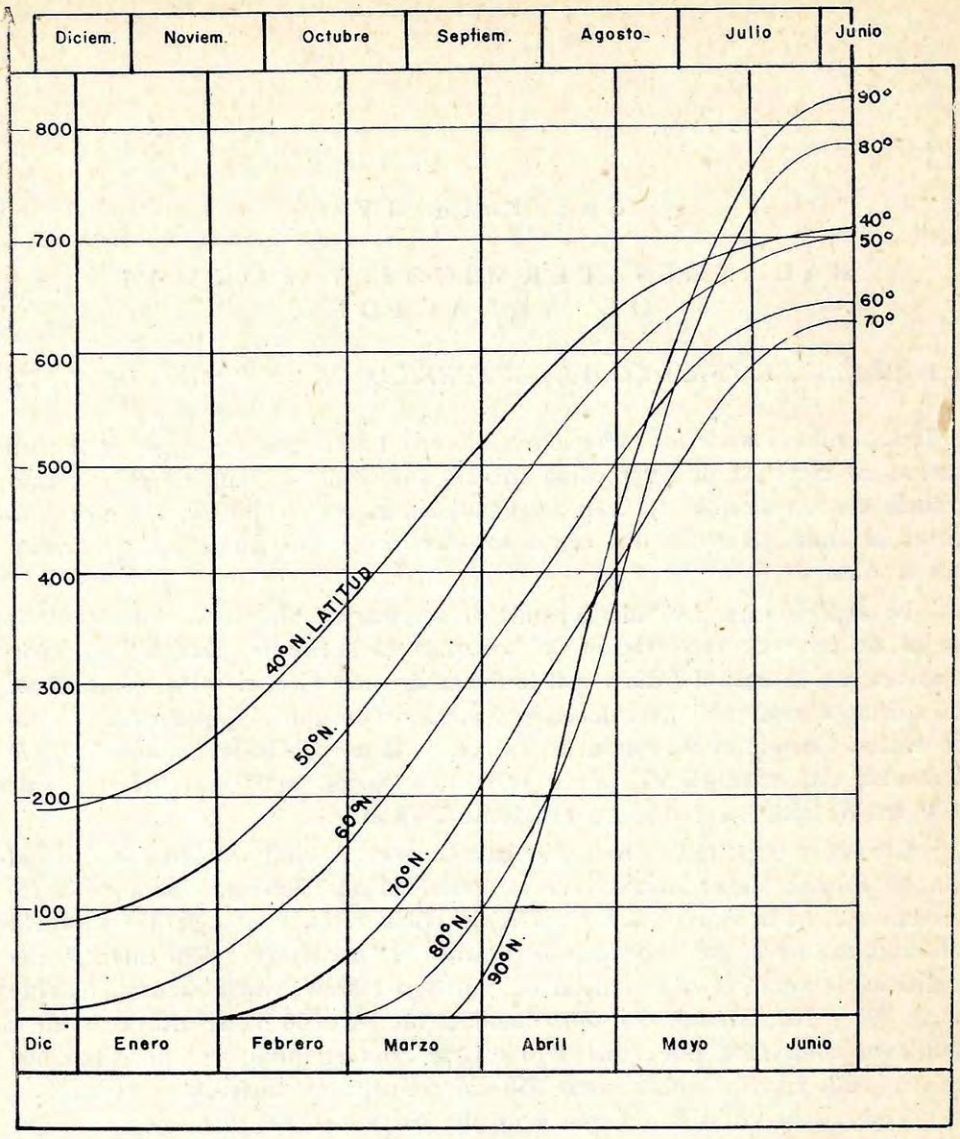


Fig. 11: Radiación solar a distintas latitudes, según GERDEL.

Con nieve vieja, el albedo depende del ángulo de incidencia de la luz (HUBLEY, 1955), hecho ligado a la aparición de micropenitentes. Los valores indicados se refieren, pues, a un campo de nieve o a un glaciar más o menos lisos. Trataremos luego el caso en que hay penitentes.

4. 1. 2. *Emisión y absorción infrarroja.* La nieve a su vez emite radiaciones infrarrojas, según la ley de STEFAN, es decir según la cuarta potencia de la temperatura absoluta. A 0°C la emisión infrarroja es máxima para la longitud de onda de 10,6μ y la energía irradiada en total es 0,455 calorías/cm^2 . minuto, o sea casi una cuarta parte de lo que recibe con el sol al cenit. Como la emisión infrarroja conserva este valor de día como de noche, la pérdida de calorías, con

un aire perfectamente seco y con un cielo despejado, tiene el elevado valor de 650 cal/cm^2 . día.

Pero la nieve recibe emisión infrarroja por parte de las nubes y de la humedad atmosférica (la cual es transparente a las radiaciones solares, pero absorbe y emite fuertemente en el infrarrojo).

WILSON (1941) ha hecho el cálculo del balance total para las emisiones infrarrojas (Fig. 12), que es siempre negativo. Con un punto de rocío de 0°C (es decir un aire saturado de humedad por contacto con la nieve), y un cielo despejado, la pérdida total de calorías por concepto de radiaciones infrarrojas es, según GERDEL, de 290 cal/cm^2 . día. Estos valores se reducen al décimo cuando el cielo permanece enteramente nublado.

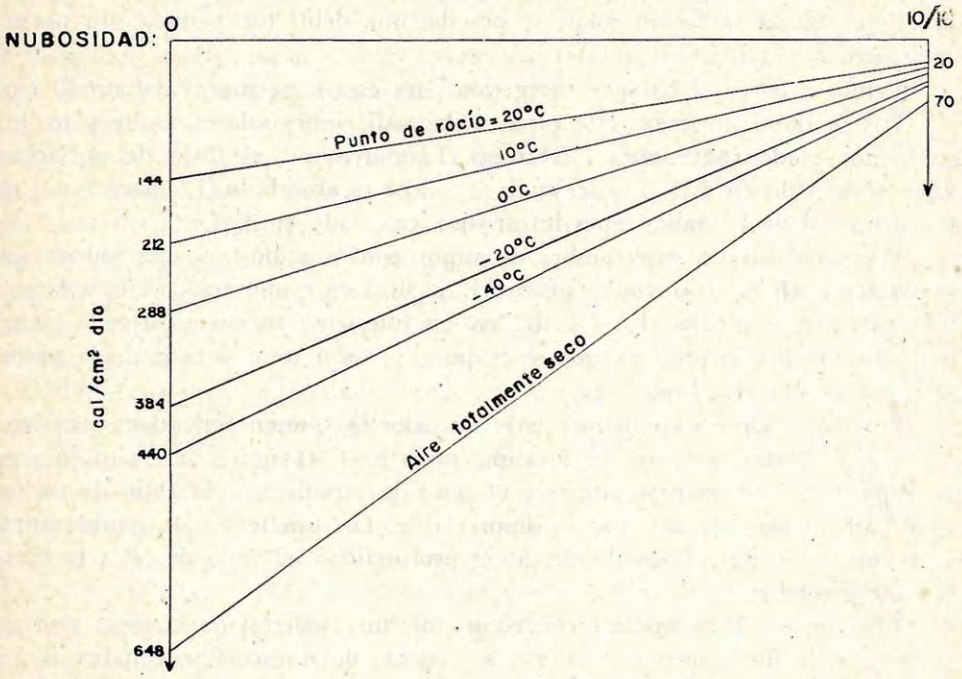


Fig. 12: Balance total de las radiaciones infrarrojas, según GERDEL

4. 1. 3. *Penetración de las radiaciones solares en la nieve.* La radiación solar es absorbida exponencialmente a medida que penetra dentro de la nieve. El 95% es absorbido al cabo de uno o dos decímetros. Se puede hacer, pues, el balance térmico sólo para el conjunto de una capa de uno o dos decímetros de espesor.

Cuando la cubierta de nieve es inferior al decímetro, el suelo se calienta a través de ella. La emisión infrarroja del suelo está casi enteramente compensada por los infrarrojos que le envía la cubierta de nieve (es el mismo fenómeno que en un invernadero). El suelo derrite entonces rápidamente la nieve a su contacto, a menos de estar impregnado de hielo: en este último caso el calor sirve ante todo a derretir el hielo del suelo, a resblandecer el suelo. Así se explica que las primeras nevadas del año se derritan muy rápidamente, salvo cuando hubo antes lluvias seguidas de heladas.

Por un "efecto de invernadero" explicaremos también que, estando el aire frío y el tiempo despejado, la costra de sol empiece a derretirse por su parte inferior y no por su parte superior. Ambas reciben las radiaciones solares, pero la parte inferior no pierde calor por emisión infrarroja y por evaporación como la superior. De una manera general, la superficie de la nieve, cuando el aire no la calienta y cuando no hay fusión, está siempre más fría que la nieve uno o dos decímetros más abajo, y eso aunque haya sol.

4. 1. 4. *Balance térmico de la capa superficial, en régimen permanente.* Veremos en 4. 4. que las variaciones de la temperatura de la nieve con la hora del día se amortiguan rápidamente en profundidad y se vuelven despreciables a unos 30 cm bajo la superficie. A esta profundidad ya no alcanza tampoco prácticamente la radiación solar: se percibe una débil luz azulada, sin poder calorífico.

Vamos a hacer el balance energético para esta capa superficial de 30 cm.

Por su límite superior, esta capa recibe radiaciones solares, emite y recibe en menor grado radiaciones infrarrojas. Llamaremos i el flujo de radiación solar (calculado en 4. 1. 1.), del cual $(1 - \alpha)$ i es absorbido. Llamaremos i_r el balance total de las radiaciones infrarrojas, calculado en 4. 1. 2.

Hay también un intercambio de vapor con la atmósfera, que puede ser evaporación ($E > 0$) o condensación ($E < 0$). Esta evaporación resta a la cubierta de nieve un calor $(L_f + L_e)E$. No hay que tener en cuenta si es la nieve o el agua de fusión presente que se evapora, el calor total para ir de la nieve al vapor siendo el mismo.

Por fin la nieve suministra al aire un calor Q, que en general es negativo.

Por el límite inferior de la capa superficial, el único intercambio con las capas inferiores es prácticamente el agua de percolación. El flujo de vapor circulando dentro de la nieve es despreciable. Los gradientes de temperatura volviéndose o nulos o muy débiles a esa profundidad, el flujo de calor es también despreciable.

Llamaremos F la fusión neta, en g/cm^2, una vez restada el agua que se evapora, o la nieve que se derrite y se congela de nuevo. Puede haber o no percolación hacia las capas inferiores, pues una capa de 30 cm de espesor debe absorber 1 a 2 g/cm^2 de agua antes de estar saturada. Si F es negativo, es que hay congelación del agua preexistente. Esta fusión (o congelación) necesita L_f . F calorías.

Por fin habría que determinar las calorías necesarias para calentar o enfriar la capa superficial. Pero sólo consideraremos los casos en que las temperaturas en la capa no varían, es decir los dos casos siguientes:

a) Las temperaturas en la capa superficial son negativas y constantes. Es aproximadamente el caso al fin de la noche, cuando la temperatura superficial ha alcanzado su equilibrio (es decir su mínimo), y la onda de frío tiene su mayor extensión.

b) la capa superficial está a 0°C.

Podemos ahora escribir la ecuación energética fundamental

$$(1 - \alpha)i - i_r - Q = (L_f + L_e)E + L_f \cdot F$$

Esta ecuación es también válida para el hielo de un glaciar. En este caso toda el agua de fusión se escurre por la superficie. Se nos hará notar que hay fusión en el seno del hielo, alrededor de las burbujas de aire. Pero cuando las alcanza la ablación, el agua líquida existente es liberada y, en régimen permanente, la liberación de agua ya existente compensa exactamente la fusión en el seno del hielo.

4. 1. 5. *Balance térmico de la capa superficial, en régimen periódico.* ¿Cuándo es posible aplicar esta ecuación energética a un día entero?

Primero, el régimen ha de ser periódico, es decir, tiene que haber varios días seguidos con las mismas características meteorológicas. Entonces, al iniciarse y al finalizar un período de 24 horas, las condiciones en la capa son las mismas.

En particular, si hay fusión, la nieve tiene que estar saturada de agua. En ese caso F mide, pues, el agua de percolación.

Pero eso no basta. Supongamos, por ejemplo, que en la vertiente este de una cordillera, la nieve recibe cierta radiación solar por la mañana, y calor del aire por la tarde. En la ladera oeste recibe la misma radiación solar y el mismo calor del aire, pero ambos por la tarde. Bien puede ser que en todo el día no se logre una fusión franca en el lado este, la nieve manteniéndose vecina de 0°, y todo el calor recibido equilibrando una fuerte evaporación. En cambio, en el lado oeste habrá por la mañana nieve a una temperatura bien por debajo cero, con una evaporación reducida, y por la tarde una franca fusión. Aunque haya recibido la misma cantidad de calor en ambas vertientes, la nieve se mantendrá más en las vertientes orientales que en las occidentales: tal es la explicación que damos de la mayor abundancia de glaciares sobre las vertientes este, en los Andes centrales chilenos.

Esta dificultad desaparecerá cuando la superficie se mantiene siempre a 0°C, es decir cuando el frío nocturno no alcanza a congelar toda el agua absorbida por la nieve. Pero no es siempre posible saber si esto se halla realizado sin entrar en el difícil cálculo detallado del balance térmico a cada hora del día, con régimen variable.

4. 1. 6. *Algunos ejemplos.* Tomaremos para E y Q los valores calculados en (1. 3. 8). Hemos visto que con un viento de intensidad promedia U, a la distancia x a sotavento del límite del campo de nieve, la evaporación (o condensación) era:

$$E = (m_s - m_\infty) \sqrt{UD/\pi x} \qquad g/cm^2 \cdot s$$

y el flujo de calor que emite el campo de nieve:

$$Q = \rho \cdot C_p \, (T_s - T_\infty) \sqrt{UD/\pi x} \qquad cal/cm^2 \cdot s$$

Desafortunadamente no se tiene hasta ahora ninguna buena determinación de la constante de difusión turbulenta D. Tomaremos $\sqrt{D/\pi} = 50$. Supondremos que $\sqrt{U/x} = 1/10$ cgs (por ejemplo U = 1 m/s y x = 100 m), y que la densidad del aire es $\rho = 1{,}25.10^{-3}$ cgs. Tenemos entonces:

$Q = 5{,}4 \; (T_s - T_\infty)$ cal/cm² . hora $= 130 \; (T_s - T_\infty)$ cal/cm² . día

$E = 18000 \; (m_s - m_\infty)$ g/cm² . hora $= 0{,}432.10^6 \; (m_s - m_\infty)$ g/cm² . día

P8.26 $D = D_m \times 10^4$ o $D_m \times 10^6$ y $D_m = 0{,}2$ cgs (pág. 25)

$E\ (L_f + L_e) = 12{,}3.10^6\ (m_s - m_\infty)$ cal/cm² . hora $= 296.10^6\ (m_s - m_\infty)$ cal/cm² . día

Supondremos que la radiación solar, sin tener en cuenta la nebulosidad, es de 500 cal/cm² . día, y que el albedo de la nieve en fusión es $a = 0{,}60$.

4. 1. 7. *Aire frío húmedo, tiempo nublado.* Supongamos que el aire se mantiene a 0°C ($Q = 0$), y que está saturado de humedad ($E = 0$) durante varios días seguidos.

$i = 250$ $\qquad i\ (1 - a) = 100$ cal/cm² . día

$i_r = 30$ cal/cm² . día

La ecuación fundamental se escribe:

$100 - 30 = 80\ F.$

y por consiguiente $F = 0.87$ g/cm² . día. La nieve se derrite.

Si no hubiese radiación solar, podría congelarse $30/80 = 0{,}375$ g/cm² . día. Como la capa de nieve saturada de agua encierra, por lo menos, 1 g/cm² de agua líquida, estamos seguros que en ningún momento puede haber congelación total, y nuestro cálculo es valedero.

4. 1. 8. *Aire tibio todo el día, tiempo despejado.* Tales son las condiciones cuando sopla el viento llamado *puelche* en la región de los lagos chilenos, *föhn* en Suiza y *chinook* en Estados Unidos. Supongamos que la temperatura del aire oscila entre 2°C y 12°C, siendo 7°C la temperatura promedia. Supongamos que el punto de rocío oscila entre 0°C y 2°C, la humedad absoluta promedia siendo $m_\infty = 5.10^{-6}$ cgs.

$i = 500$ $\qquad i\ (1 - a) = 200$ cal./cm² . día

$i_r = 280$ cal/cm² . día

$Q = -910$ cal/cm² . día : el calor traído por el aire es preponderante.

$E = -0{,}0864$ g/cm² . día $\qquad E\ (L_f + L_e) = -60$ cal/cm² . día

Hay una débil condensación que, si bien no trae mucha agua, trae una cantidad de calorías no despreciable. (Para el cálculo hacemos como si el vapor se condensaba bajo forma de hielo para derretirse después).

La ecuación fundamental se escribe:

$200 - 280 + 910 = -60 + 80\ F.$

$F = 11{,}1$ g/cm² . día.

Si las condiciones más desfavorables del día, es decir, sin radiación solar, con el aire a 2°C y el punto de rocío de 0°C, se mantuviesen todo el día, se congelaría:

$(-80 + 260)/80 = 0{,}25$ g/cm² de agua.

Estamos, pues, seguros que no hay nunca congelación total del agua absorbida por la nieve, y nuestro cálculo es valedero. La nieve se derrite rápidamente, lo que puede provocar catastróficas crecidas de los ríos.

4. 1. 9. *Aire frío seco, tiempo despejado.* Estas condiciones son las más frecuentes en la alta Cordillera de Santiago. Por ejemplo, haciendo el promedio para los días despejados de primavera entre 1942 y 1952 en La Cumbre (3847 m), se obtiene:

	Temperatura del aire	Punto de rocío	Humedad absoluta
A las 6 horas (mínimo)	−6°C	−16°C	$1{,}3.10^{-6}$ g/cm³
A las 14 horas (máximo)	2°C	−12°C	$1{,}8.10^{-6}$ g/cm³

a) *A las 6 horas,* no hay radiación solar, y el aire está por debajo cero. Por consiguiente no hay fusión: la superficie de la cubierta de nieve está a una temperatura negativa θ°C, mientras que 30 cm más abajo el frío nocturno no ha penetrado y la nieve se mantiene a 0°C. Las temperaturas a esta hora, por ser mínimas, son más o menos estacionarias, y podemos aplicar la ecuación energética fundamental.

La emisión infrarroja de la nieve varía como $(\theta + 273)^4$, pero podemos despreciar esta variación. La emisión neta infrarroja, con un punto de rocío de −16°C, es entonces:

$i_r = 350$ cal/cm² . día $= 14{,}5$ cal/cm² . hora.

La ecuación energética se escribe entonces:

$-14{,}5 - 5{,}4\ (\theta + 6) = 12{,}3.10^6\ (m_s - 1{,}3.10^{-6})$.

o sea:

$-30{,}9 = 5{,}4\ \theta + 12.3\ .\ m_s\ .\ 10^6$.

m_s es la humedad absoluta de saturación bajo la temperatura θ. Se ve rápidamente que la solución de esta ecuación es vecina de $\theta = -10$°C. Podemos, en la vecindad de −10°C, tomar como valor de la humedad absoluta:

$m_s = (4 + 0{,}18\ \theta)\ .\ 10^{-6}$.

Llevando este valor en la ecuación anterior, se obtiene una ecuación lineal que nos da el valor exacto:

$\theta = -10{,}5$°C. y $ms = 2.11 * 10^{-6}$

Se puede entonces calcular la evaporación:

$E = 18\,000\ (2{,}1 - 1{,}3)\ .\ 10^{-6} = 0{,}014$ g/cm² . hora.

b) *A las 14 horas,* suponiendo que la distancia cenital del sol es $\Psi = 43°1/2$, la radiación solar (que a esta altura, con el sol al cénit, es de 134 cal/cm² . hora), se vuelve:

$i = 134\ .\ (0{,}82)^{1/\text{sen}\ \Psi} = 134\ .\ 0{,}75 = 100$ cal/cm² . hora.

Hagamos el cálculo suponiendo que hay fusión. Si encontráremos F negativo, es que no la hay, y habrá que volver a empezar el cálculo operando como en a).

El albedo es entonces 0.60.

$i\ (1 - a) = 40$ cal/cm² . hora.

$i_r = 310$ cal/cm² . día $= 12{,}9$ cal/cm² . hora.

$Q = -10{,}8$ cal/cm² . hora.

$E\ (L_f + L_e) = 12{,}3\ (4{,}8 - 1{,}8) = 36{,}9$ cal/cm² . hora.

La ecuación energética se escribe:

$40 - 12{,}9 + 10{,}8 = 36.9 + 80\ F$.

De donde se deduce $F = 0{,}025$ g/cm² . hora. Por otra parte.

$E = 18\,000\ (4{,}8 - 1{,}8)\ .\ 10^{-6} = 0{,}054$ g/cm² . hora.

La fusión es por consiguiente muy débil, menos de la mitad de la evaporación. El agua de fusión no alcanza a saturar la nieve, y se congela por la noche, sin que haya percolación alguna.

En estas condiciones la ablación no se hace uniformemente en todo el

campo de nieve. Veremos que hay una inestabilidad del régimen descrito, y que se forman *penitentes*. Aprenderemos a hacer el balance energético para un campo de penitentes en 4. 2. 6.

4. 2. *PENITENTES Y OTRAS FORMAS DE ABLACION, SIN CUBIERTA DETRITICA*

4. 2. 1. *Surcos de fusión y suelos estriados.* La fusión de grandes cantidades de nieve con aire sobre cero provoca en el campo de nieve surcos paralelos, de hasta 10 cm de profundidad, separados entre sí de 20 cm a 1 m, que siguen rigurosamente líneas de mayor pendiente del terreno (foto 7). Son los *Schmelzwasserfurchen* de los autores alemanes, los *campi arati di neve* de los autores italianos. Los llamaremos *surcos de fusión*. Se deben al agua de fusión que corre por la parte inferior de la nieve, sobre el suelo helado, destruyendo la nieve. El escurrimiento del agua en capa uniforme es inestable. Cuando el agua se concentra fortuitamente en una línea de mayor pendiente, allí la nieve es más destruída y el paso del agua facilitado: la corriente crecerá más y más, mientras que el hundimiento de la nieve hará aparecer un surco en la superficie.

Cuando, disminuyendo el espesor de la cubierta de nieve, el suelo es alcanzado por las radiaciones solares y se derrite, el agua se lleva también la arcilla y el lemo, dejando sólo las piedras mantenidas por la nieve. Así se forman, debajo de cada surco de fusión, hileras de piedras sueltas. Tal es la explicación que damos de los *suelos estriados* de pequeño período que han intrigado tanto a los geólogos. (Los de gran período corresponderían a la infiltración periódica del agua en el suelo subyacente).

Numerosos ejemplos de tales suelos estriados se ven en las inmediaciones de la mina La Disputada de Las Condes (Andes de Santiago), hacia los 3500 m de altura. Pero los más notables que hemos visto cubren las laderas sur, encima del camino a las Yungas de La Paz (Cordillera Real de Bolivia), hacia los 4600 m de altura.

4. 2. 2. *Nieve apanalada.* Con un mayor espesor de nieve, el movimiento del agua de fusión es primero vertical. En un terreno no demasiado inclinado se forman así suaves depresiones redondeadas, de unos centímetros de profundidad y unos 20 cm de diámetro, que cubren enteramente el campo de nieve como las celdillas de un panal de abejas. Es la *honeycombed snow* de los anglosajones, que proponemos llamar *nieve apanalada* (foto 8).

Cuando la evaporación es fuerte, afecta más a las crestas que separan las celdillas. Pueden quedarse heladas y duras, mientras que el centro de las celdillas está empapado de agua de fusión. Pasamos así gradualmente al caso de los penitentes, que ocurre cuando el aire es frío y la energía radiante preponderante.

4. 2. 3. *Descripción de los penitentes.* Se llaman penitentes láminas paralelas de nieve vieja, de neviza o de hielo alineadas aproximadamente en el sentido este-oeste e inclinadas hacia el sol (es decir, el norte en este hemisferio austral) (fotos 9, 10 y 11). Digamos en seguida que la existencia de estratos de hielo que

Foto 7: Surcos de fusión en los Andes de Santiago, a 3500 m., en septiembre.

Foto 8: Nieve apanalada y picachos de nieve en los Andes de Santiago, a 3600 m, en noviembre, 1955.

Foto 9: Penitentes de neviza del año, a 4600 m, a fines de enero, 1953, en el Portezuelo del Cerro Negro, al borde del Glaciar Olivares Beta. Vista tomada hacia el este.

Foto 10: Mismos penitentes que en la foto 9, pero vista tomada hacia el sur. Nótense los estratos de hielo.

Foto 11: Corte de uno de los penitentes de neviza anteriores.

se prolongan de un penitente a otro sin estar perturbados muestra que no hay transporte alguno de nieve en la formación del penitente. El penitente resulta de una ablación desigual de la nieve, y crece "hacia abajo".

La orientación del penitente es tal que a toda hora del día los rayos solares alcancen la superficie lo más tangencialmente posible: el penitente no da sombra, ni puede interceptar mucha radiación solar por tanto que crezca. Las desviaciones de la dirección este-oeste son debidas quizás a que las tardes fueron nubladas durante su formación (KLUTE), pero sobre todo a su ubicación en la ladera de un cerro. Por ejemplo, en una canaleta del Cerro Negro del Olivares orientada hacia el suroeste (azimuto: 225°), el autor halló penitentes de dirección 75° — 255°, en vez de 90° — 270°. Por otra parte, el plano medial del penitente corresponde a la altura meridiana del sol cuando se formó el penitente. Como esta altura meridiana crece en el transcurso de la primavera y disminuye en verano la cara sur de los penitentes queda bastante al sol cuando se forman en primavera, y ligeramente a la sombra cuando se forman en verano.

La altura de los penitentes crece con el tiempo. En los Andes de Santiago, en pleno invierno, se pueden observar penitentes de unos centímetros a 8 cm de alto (fotos 12 y 13), y en octubre de hasta 15 cm de alto (los años normales). Llamaremos *micropenitentes* a estos penitentes, de vida muchas veces efímera, pues los recubren nuevas capas de nieve, penitentes que no impiden caminar ni hasta esquiar. SELIGMAN (1936) los llama *foam crust*.

En noviembre los penitentes tienen en general alrededor de 50 cm de alto, y en enero 1 m más o menos. En verano los corredores entre los penitentes llegan a alcanzar el suelo, y la altura máxima de los penitentes de neviza depende, pues, del espesor de la capa de nieve. A 4600 m de altitud, el autor ha encontrado penitentes de 2 a 3 m de alto, un año de precipitaciones normales.

Sobre un glaciar aparecen penitentes de hielo (véase 4. 2. 7), de altura mucho mayor a veces, cuya formación dura varios años. Sobre el glaciar de Khumbu (vertiente sur del Everest) hay penitentes de hielo de hasta 30 m de alto.

El ancho del penitente disminuye gradualmente de su pie a su cresta. Por ello es preferible indicar la distancia promedia entre dos crestas, es decir, el período norte-sur. Para penitentes bien caracterizados, este período es 2,5 a 3,5 veces más pequeño que la altura de los penitentes.

Los penitentes de primavera suelen estar incurvados, la cara sur que queda al sol siendo cóncava. En medio de la concavidad el corredor es siempre más hondo, y al lado el penitente suele alcanzar su mayor altura (foto 14). Esto permite individualizar los penitentes y asignarles una dimensión este-oeste, que llamaremos longitud. A fines de noviembre de 1954, cerca de la Mina La Disputada, observamos así, sobre una falda inclinada de 23° hacia el E-S-E:

a) A 3600 m, penitentes de 70 cm de alto, período 20 cm, longitud 70 cm.

b) A 3500 m, penitentes de 34 cm de alto y 16 cm de período, pero misma longitud. A esta altitud, en vez de estar dispuestos al azar en sus hileras este-oeste, los penitentes formaban también filas en la dirección de mayor pendiente, por haber sido esculpidos en su principio dentro de surcos de fusión.

Los micropenitentes son relativamente mucho más largos. En cuanto a los grandes penitentes de verano, de crestas caprichosas cuando están bien caracterizados, es difícil asignarles una longitud definida.

A más baja altitud que los penitentes, es frecuente encontrar formas intermedias entre la nieve apanalada y los penitentes: *picachos de nieve* con aristas más o menos redondeadas. Han sido muchas veces descritas (en inglés: *sun spikes*), y tomadas por penitentes en formación. Son, por el contrario, formas finales de fusión y degeneración cuando, avanzando el verano, las condiciones climáticas que provocaron la aparición de penitentes han dejado de existir.

Hemos encontrado, ciertos días de primavera muy calurosos, pequeños penitentes delgados (altura/período = 3,5), cuya cresta, habiéndose ablandado, se había incurvado hacia el norte bajo su propio peso, hasta topar sobre los penitentes vecinos.

4. 2. 4. *Repartición geográfica de los penitentes.* En casi todos los campos de nieve pueden aparecer episódicamente micropenitentes, pero sólo en ciertas regiones los penitentes constituyen la forma normal de ablación: son las regiones nevadas en donde existe una larga temporada sin precipitaciones, con tiempo despejado, aire frío y *muy seco.*

En este caso se hallan las muy altas montañas subtropicales: Cordillera occidental de los Andes en el sur del Perú y Bolivia, Cordillera chileno-argentina hasta los 35° de latitud sur. Del lado argentino, más seco, se han señalado penitentes hasta el Volcán Lanín (39°38' lat. S.). En los Andes de Santiago se forman siempre penitentes encima de 3500 m, pero se mantienen bien caracterizados sólo encima de 4500 m. En diciembre es frecuente encontrar surcos de fusión en los manchones de nieve que quedan hacia 3000 m, nieve apanalada hacia los 3500, picachos de nieve hacia los 4000, y verdaderos penitentes sobre los 4500 m.

La menor altura de la Cordillera hace que en otras regiones subtropicales como California sólo se pueden observar picachos de nieve, en la cumbre de los más altos cerros. En cambio, los penitentes aparecen normalmente sobre los 5000 m en el Volcán Demawend (más alta cumbre del Irán, al noroeste de Teherán), en el Indukuch y en el Pamir. En los Himalaya se han señalado grandes penitentes de hielo sobre los glaciares de Khumbu (Everest), y de Barun (Makalu), siempre hacia los 5000 m. También se han señalado penitentes sobre los 5000 m en el Chimborazo (Ecuador), en el Popocatepetl (Méjico. Véase WHITE, 1954), y en el Kilimanjaro (Etiopía).

Pero no hay que creer que los penitentes puedan existir sólo a gran altitud. WEGENER encontró penitentes en la costa noroeste de Groenlandia, por 73° de latitud norte, WRIGHT y PRIESTLEY en la Tierra O'Higgins, y BARRERA, en la Isla Decepción.

4. 2. 5. *Origen de los penitentes.* El lector podrá hallar en la monografía de TROLL (1942), una refutación de las innumerables teorías emitidas para explicar la formación de los penitentes. TROLL pudo fabricar experimentalmente penitentes en los jardines de la Universidad de Bonn, irradiando nieve

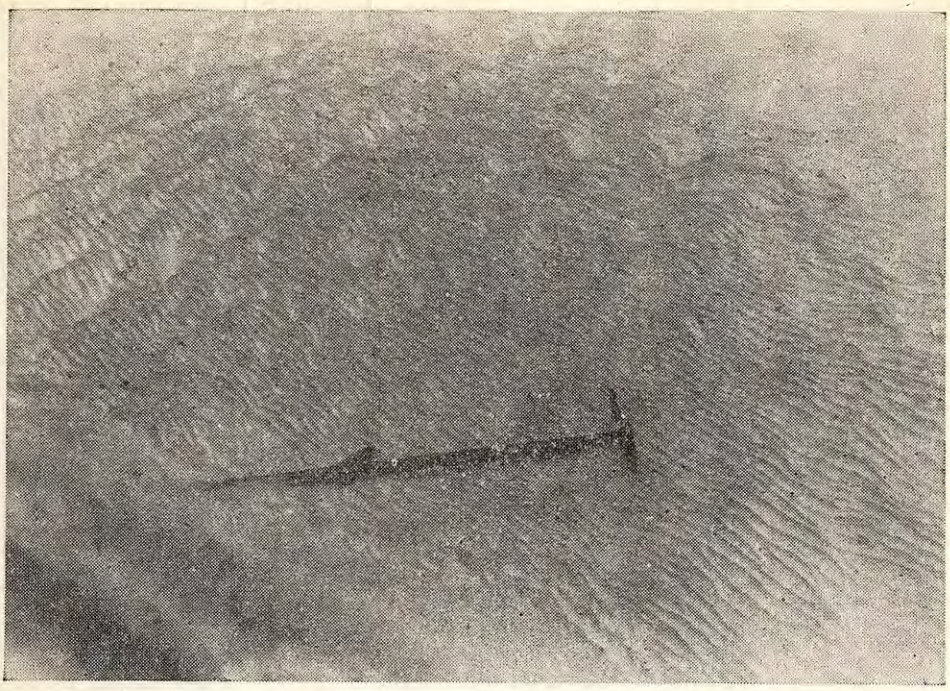


Foto 12: Micropenitentes de nieve, en octubre 1953, a 3400 m, en los Andes de Santiago.

Foto 13: Micropenitentes de nieve, con algunos hoyos de fusión. En uno de éstos está clavado el piolet.

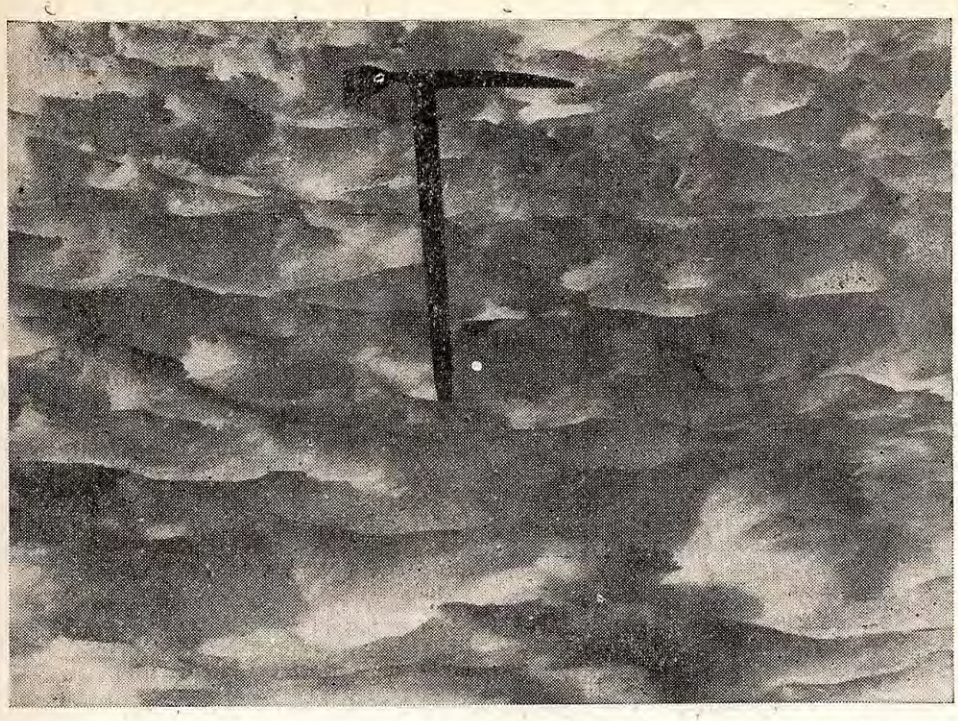


Foto 14: Penitentes de nieve observados a 3600 m, a fines de noviembre, 1954. Vista tomada por encima, para mostrar la concavidad hacia el sur.

Foto: 15: Micropenitentes desarrollándose en una costra de sol, a partir de una huella de esquí, ya irreconocible, en el primer plano. Foto tomada en Farellones, a 2700 m, en agosto.

con una potente lámpara eléctrica, durante una noche fría y seca. (Los penitentes, en vez de tener la dirección este-oeste, formaban círculos alrededor de la lámpara). Eso muestra que los penitentes se forman por pura ablación.

El hecho fundamental, nunca señalado aún (LLIBOUTRY, 1954 a) es que los penitentes bien caracterizados permanecen duros y secos todo el día, mientras que los corredores entre ellos, en medio del día, entran en fusión, la nieve volviéndose blanda y empapada de agua.

El autor, estudió, por ejemplo, a fines de noviembre, a 3500 m, penitentes de 50 cm de altura y 21 cm de período N-S, de densidad 0,52. A las 14 horas, a pesar de una temperatura del aire elevada (10°C), la temperatura de los penitentes, medida por el método calorimétrico expuesto en 3. 1. 5, era de $-5°C \pm 0,5$, y la resistencia al desgarramiento era $K_s = 205$ g/cm^2. En los corredores, en cambio, la nieve encerraba 14% de agua.

Hemos visto que con aire frío y seco la evaporación es mucho más importante que la fusión. Pero en cualquier hoyo o grieta que aparezca en el campo de nieve, las radiaciones solares se reflejan varias veces, y una mayor fracción de ellas es captada. Por otra parte, el vapor de agua se elimina con mayor dificultad del hoyo, lo que disminuye la evaporación y la pérdida por radiaciones infrarrojas. La fusión se vuelve por consiguiente abundante y el hoyo se profundiza.

El lado norte del hoyo tiene una cara sur en la sombra por donde pierde calorías, por evaporación y por emisión infrarroja. Permanecerá por consiguiente dura y seca, formando una cresta este-oeste. Al norte de esta cresta se formará luego un hoyo, etc., y así, a partir de unos cuántos hoyos, se va formando todo un campo de penitentes.

El hoyo inicial puede ser a veces el que produce una piedrecita calentada por el sol (*pocket-penitents* de WORKMANN, 1914). Pero la mayoría de las veces proviene de una costra de sol o de viento resquebrajada. La costra puede quebrarse porque la nieve subyacente se apisona, o porque se desliza muy lentamente por la falta de los cerros. Es frecuente observar en las canchas de ski de Farellones (2600 m), o de La Parva (3100 m), después de una temporada de buen tiempo, micropenitentes desarrollándose a partir de una huella de esquí que quebró la costra de sol (foto 15). También se observan huellas de pie engrandecidas por su aureola de micropenitentes, semejando las huellas de algún monstruoso "hombre de las nieves".

4. 2. 6. *Balance térmico en un campo de penitentes* Durante el día, vapor de agua se forma en los corredores y se condensa en los penitentes vecinos, que permanecen por debajo cero, haciendo crecer el tamaño de los cristalitos; agua de fusión inunda los pies de los penitentes vecinos, en donde se vuelve a congelar. Pero no entraremos aquí en estos detalles, y consideraremos como siempre una capa de cierto espesor en su totalidad. El límite superior de esta capa será el plano paralelo al suelo tangente a las crestas de los más altos penitentes; el límite inferior, un plano paralelo por debajo de los más profundos corredores, en donde la radiación solar es ya despreciable. Haremos el balance energético de lo que entra y lo que sale de esta capa, en régimen permanente.

Encima llegan las radiaciones solares ya calculadas, pero el albedo de esa capa está muy disminuído por la presencia de penitentes, como también por las impurezas que se concentran en los surcos. Lo estimamos inferior a 0,30, pero sería conveniente hacer mediciones precisas.

En este límite superior, según mediciones del autor, la humedad y la temperatura son aproximadamente las del aire circundante. Por consiguiente la emisión infrarroja es la ya calculada, mientras que el flujo de calor Q y el flujo de vapor E se han vuelto despreciables.

En el ejemplo dado en 4. 1. 9., a las 14 horas tendremos, pues, aproximadamente:

$$70 - 12{,}9 = 80\ F$$
$$F = 0{,}7 \quad g/cm^2 \text{ . hora en vez de } 0{,}025.$$

La aparición de penitentes aumenta por consiguiente muchísimo la fusión. Esto, de día: de noche queda más o menos válido nuestro cálculo anterior.

4. 2. 7. *Penitentes de hielo.* Cuando el campo de nieve se halla sobre un glaciar, los penitentes, en vez de caer y desaparecer al final del verano, siguen esculpiéndose en el hielo del glaciar. En invierno los penitentes de hielo quedan sepultados bajo la nieve, pero cada verano se despejan y siguen creciendo (foto 16).

No hay que confundir los penitentes con los *seracs,* en los cuales las grietas despedazan un glaciar. En los frentes de ciertos glaciares muy quebrados, en Patagonia, por ejemplo, la lluvia muy abundante transforma los seracs en láminas de crestas afiladas que se podrían confundir con penitentes de hielo, de no existir profundas grietas entre ellos, en vez de corredores con el fondo plano (foto 17).

Los penitentes de hielo sólo difieren de los de neviza, en dos puntos:

1) Por ser el hielo impermeable, el agua de fusión corre entre ellos (foto 18). Se forman charcas que se cubren de hielo por la noche. Al salir del campo de penitentes, el agua suele congelarse. Así se forman debajo de ciertos glaciares colgantes grandes sábanas verticales de hielo compacto (foto 19).

2) El hielo, como la nieve, contiene estratos de impurezas que quedan en la superficie cuando la ablación los alcanza, y se van acumulando en los corredores. En los penitentes de hielo los corredores llegan a estar enteramente cubiertos por material detrítico.

A menor altura, en donde la fusión es generalizada, se pueden observar el equivalente de los picachos de nieve: *pirámides de hielo* blanco, que emergen del glaciar recubierto por una morena superficial de ablación. Han sido señaladas pirámides de hielo de hasta 30 m de alto sobre el glaciar de Baltoro (Karakoram).

Hemos observado *micropenitentes de hielo* formándose directamente en el hielo de una laguna helada, a 4600 m (foto 20).

Foto 16: Penitentes de hielo a 4600 m, en el Glaciar Olivares Beta, al pie del Cerro Negro

Foto 17: Falsos penitentes, debidos al agrietamiento del glaciar (Glaciar Moreno, Patagonia meridional). Obsérvense la disposición caótica de las láminas de hielo y las grietas entre ellas, visibles en el primer plano. (Foto Opiecak).

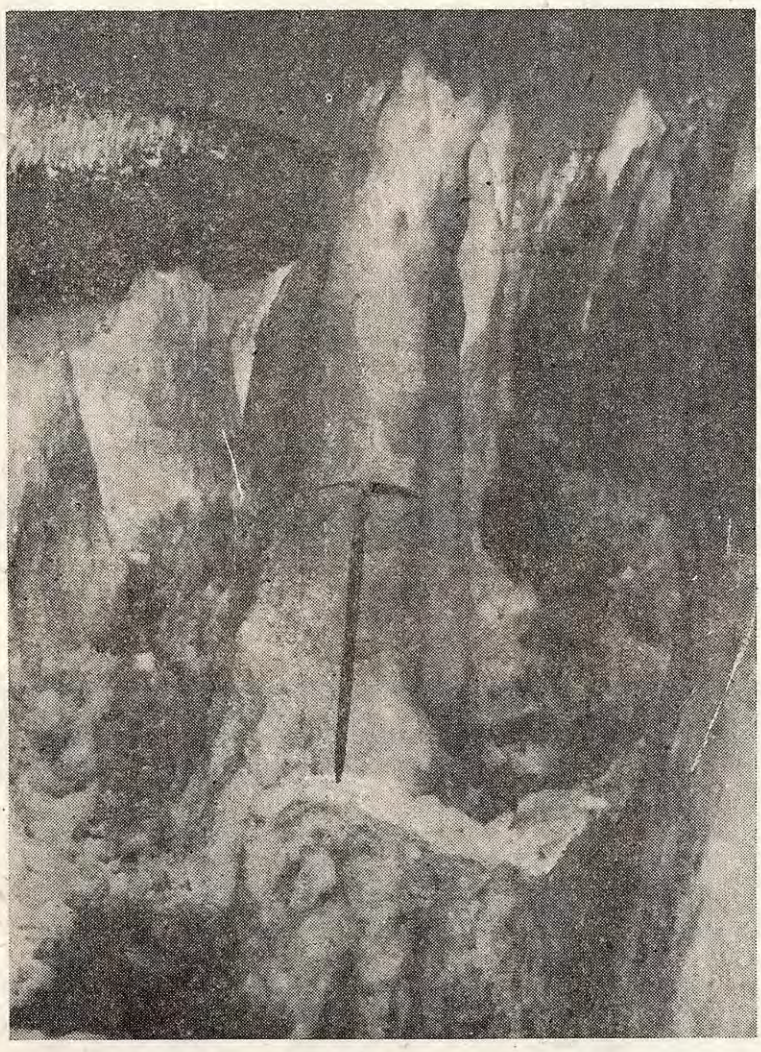


Foto 18: Corte en un penitente de hielo de la foto 16. Vista tomada hacia el oeste. Nótese el agua corriente entre los penitentes.

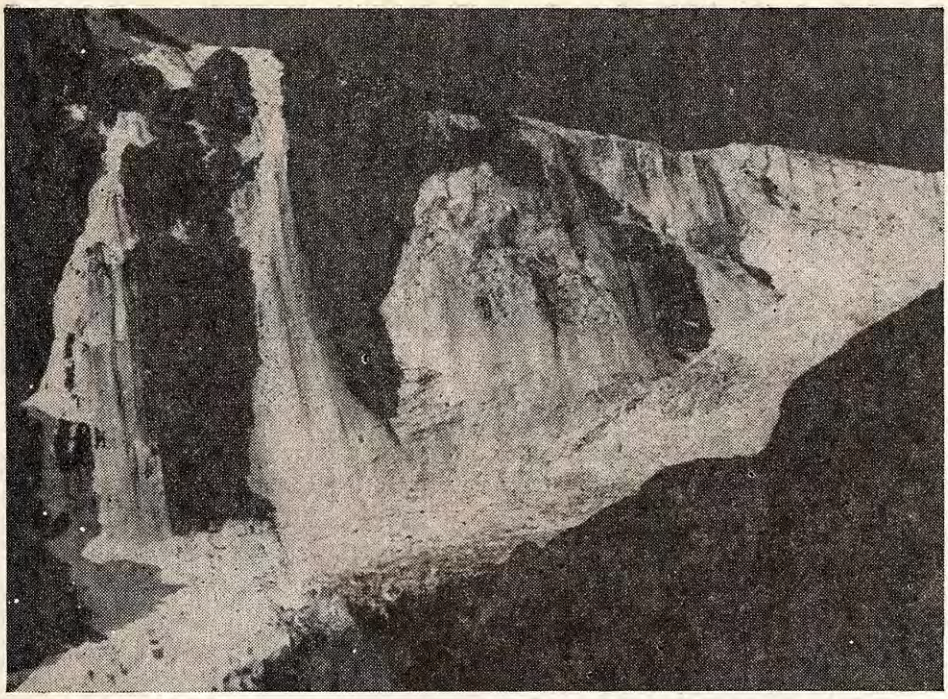


Foto 19: Sábanas verticales de hielo en el Cerro Negro del Olivares, hacia 4500 m, (exposición suroeste).

Foto 20: Micropenitentes de hielo esculpidos en el hielo de una laguna helada, a 4600 m. Compárense con los micropenitentes de nieve, foto 12.

4. 2. 8. *Arroyos sobreglaciales, molinos, embudos.* En la parte baja de los glaciares, en donde la fusión es abundante, se forman riachuelos, que horadan en el hielo gargantas de abruptas paredes (en francés: *bédières*). En los inlandsis llegan a formarse ríos correntosos imposibles de cruzar.

Cuando llegan en una grieta que atraviesa totalmente el glaciar, los arroyos sobreglaciales se precipitan por ella, para juntarse con el río subglacial que corre sobre el lecho de roca del glaciar. El agua, remolinando en la grieta, horada un pozo que no se obtura cuando la grieta se cierra: es un *molino* (*well* en Estados Unidos), así llamado por la semejanza del ruido del agua en ellos con el ruido que hace un molino de agua. Bajando hacia el frente del glaciar se suele encontrar una serie de molinos secos, que utilizó sucesivamente el arroyo sobreglacial.

En ciertos grandes glaciares con muy poca pendiente, en zonas no agrietadas, existen hondonadas circulares, en general de 40 a 80 m de diámetro, 10 a 15 m de profundidad. Los bordes tienen una pendiente suave, y en el fondo se advierte un molino glaciar. Los llamaremos *embudos* (francés: *entonnoirs;* alemán: *Schlundwannen*). Se supone que provienen de la fusión del hielo por el agua sobreglacial (que puede alcanzar 4°C), antes que haya podido abrirse paso hacia el lecho del glaciar. Se han contado hasta 26 embudos sobre el Glaciar Gorner (Suiza), 15 sobre el Glaciar Tasman (Nueva Zelandia), y varios centenares sobre el Glaciar Malaspina (Alaska).

4. 3. *FORMAS DE ABLACION, CON CUBIERTA DETRITICA*

4. 3. 1. *Hoyos de fusión, hoyos meridianos.* Una capa fina de tierra u otro sedimento oscuro absorbe mucho las radiaciones solares, y derrite la nieve a su contacto. Los campesinos de los Alpes suelen echar cenizas sobre la nieve que cubre sus campos para acelerar la fusión.

Cuando un rodado de tierra ha recubierto un campo de penitentes, éstos se derriten y desaparecen. El polvo pegado en sus laderas se deposita, dibujando rayas más oscuras sobre el campo de nieve liso.

Una piedra caída sobre la nieve, se hunde profundamente en ella, debido a su calentamiento por el sol, cuando es de pequeñas dimensiones. Si el aire es frío y seco, puede formarse a su lado una lámina vertical este-oeste de hielo, como lo hemos referido.

Sobre un glaciar las piedrecitas sueltas horadan agujeros dentro del hielo, que esta vez se mantienen llenos de agua de fusión. A estos hoyos como a los anteriores, llamaremos *hoyos de fusión* (alemán: *Schmelzlöcher*). Los hoyos de fusión pueden llegar a tener varios decímetros cuadrados de sección y un metro de profundidad. La sección es entonces elíptica, con el eje mayor este-oeste, y una inclinación hacia el sol al mediodía (foto 21). Esto muestra la influencia del sol en su formación y justifica el nombre de *hoyos meridianos* (alemán: *Mittagslöcher*), que se les da entonces.

Señalemos que existen hoyos de mayor profundidad y orientación variada, llenos de agua, provenientes de una antigua grieta casi enteramente cerrada.

4. 3. 2. *Hoyos a crioconita.* En las regiones árticas, en la periferia del Inlandsis de Groenlandia, sobre todo, el hielo está profusamente horadado por hoyos circulares, de 5 cm a varios decímetros de diámetro, con una profundidad muy uniforme de medio metro, y paredes verticales. El fondo está recubierto por polvo traído por el viento (cenizas volcánicas, lemo, residuos vegetales): la llamada *crioconita.* Estos *hoyos a crioconita* perduran de un año para otro y, a pesar de la ablación, conservan la misma profundidad, lo que demuestra que se ha llegado a un equilibrio.

Entre 68° y 71° de latitud, según VON DRYGALSKI, coexisten hoyos meridianos y hoyos a crioconita.

El origen de los hoyos a crioconita no está aún bien esclarecido. Quizás se deban a la fusión por tiempo nublado, quizás sean una forma particular de los hoyos meridianos cuando, en verano, el sol permanece continuamente sobre el horizonte.

4. 3. 3. *Fosos periféricos.* Cuando una roca sobresale de un campo de nieve, la irradiación de la roca calentada por el sol incrementa la ablación alrededor. En los Alpes, en Primavera, al lado de una roca la nieve está en general por la tarde sobresaturada de agua y no soporta el peso de un esquiador. En los Andes de Santiago, con aire más seco y evaporación más intensa, la nieve suele permanecer firme, pero su desaparición provoca un *foso periférico* alrededor de la roca. En los glaciares de la zona, como en los del Turkestán, la irradiación de las márgenes provoca también a menudo un foso periférico (alemán: *Randkluft),* que rodea el glaciar, y que no hay que confundir con la grieta periférica llamada *rimaya* (alemán: *Bergschrund).*

4. 3. 4. *Protección del hielo por una morena, mesas glaciales.* Si una capa delgada de sedimentos aumenta la ablación, una capa gruesa la impide, sobre todo cuando es continua y seca. Por ello las morenas mediales de los glaciares, en su parte baja, están sobreelevadas. La protección por una espesa cubierta de detritos permite la supervivencia de grandes masas de hielo y glaciares enterrados desde siglos. Sobre el glaciar Malaspina (Alaska), han podido crecer bosques. El lector hallará una descripción detallada de la ablación bajo una cubierta morénica, en SHARP, 1949.

Cuando una piedra bastante grande, una roca u otro objeto (un trineo abandonado, por ejemplo), yace sobre un campo de nieve o un glaciar, protege de la fusión el hielo debajo, y permanece en alto. Constituye una *mesa glacial* (foto 22). Un ejemplo fúnebre lo constituyó el infortunado Capitán Marden, perecido en julio de 1928, durante una tentativa invernal al Aconcagua, cuyo cadáver fué hallado en diciembre del mismo año, sobre un pedestal de hielo de un metro de alto.

También pueden observarse mesas sobre campos de neviza (foto 23).

4. 3. 5. *Conos cubiertos. a) Conos de hielo cubiertos.* Sobre ciertos glaciares bajos, con pocas grietas y poca pendiente, se observan conos de hielo totalmente recubiertos de barro o de arena, cuyo color oscuro contrasta con el hielo despejado alrededor. Los ingleses los llaman *dirt cones;* los alemanes *Schmelz-*

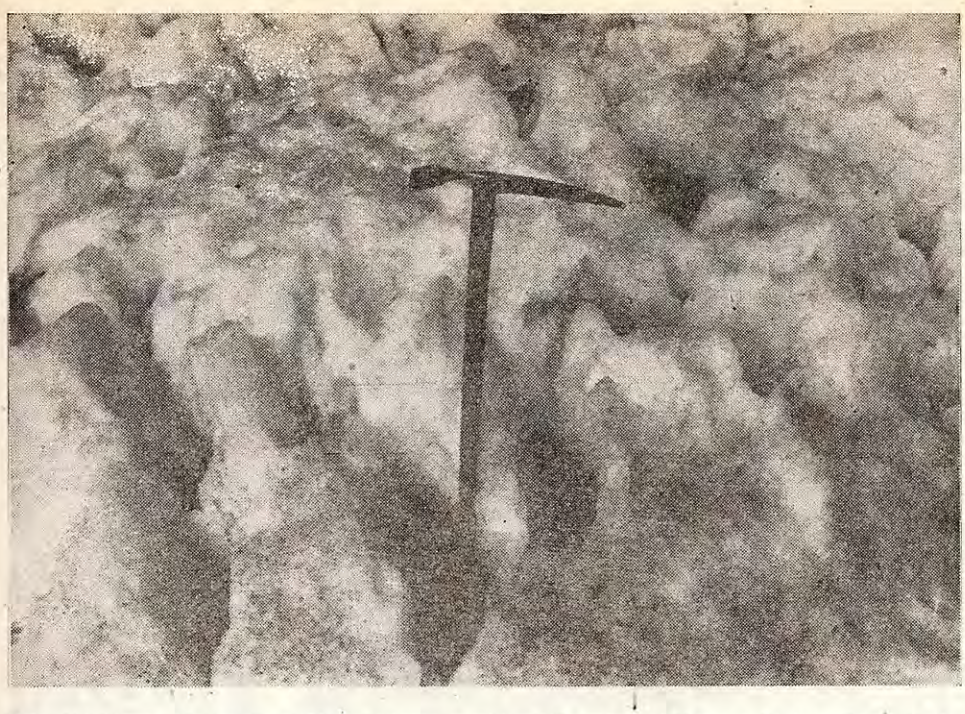


Foto 21: Hoyos de fusión elípticos (hoyos meridianos), sobre el Glaciar Universidad (Andes de San Fernando), hacia 2500 m.

Foto 22: Mesa glacial, a 4200 m, sobre el Glaciar de la Rinconada (nacimientos del Río Blanco del Juncal).

Foto 23: Mesa con pie de neviza del año, y penitentes de neviza, a 4600 m, en enero, 1953, sobre el Glaciar Marmolejo Norte, en su parte recubierta.

Foto 24: Cono de fusión debido a la arena que se depositó en un remanso de un arroyo sobreglacial. Glaciar Universidad (Andes de San Fernando), 2400 m, aproximadamente.

kegel, Sandkegel o, aún, *Termitenhügel.* Proponemos llamarlos *conos cubiertos.* En general, tienen medio metro a 1 m de alto, pero se han observado excepcionalmente, de hasta 15 ó 30 m de alto. Los ejemplos más conocidos se hallan en Islandia, pero existen también en Patagonia: hemos observado conos cubiertos sobre el Glaciar Torre, vecino del Fitz-Roy (foto 25), KOELLIKER, sobre el Glaciar Viedma, y el Padre DE AGOSTINI, sobre el Glaciar Upsala.

Los conos cubiertos pueden provenir: 1) de una mesa glacial, cuando la piedra que la originó cae hacia el lado del sol (las mesas glaciales están siempre inclinadas hacia ese lado), (LLIBOUTRY, 1952). 2) Del barro acumulado en el fondo de una grieta, cuando la ablación hace desaparecer la grieta y deja el barro en alto (SWITHINBANK). 3) Del barro acumulado en un remanso de un arroyo sobreglacial (STREIFF-BECKER) (foto 24). Pero en los tres casos el aspecto característico final es debido al agua de fusión y de lluvia abundante, que barre todos los detritos sobre el glaciar, pero no puede despejar el barro del cono de hielo.

b) Conos de nieve cubiertos. Sobre los campos de nieve de Islandia o de las islas Juan Mayen, se observan también pequeños conos de nieve regularmente espaciados y cubiertos de arena fina. Esta arena ha sido traída sobre la nieve por el viento y las tolvaneras. Según Warren WILSON, hay una contracción de los manchones de polvo, que puede alcanzar 5 a 13% al día, y que nos parece estar en relación con la formación de nieve apanalada, cuando hay fusión rápida. El polvo se concentra en los hoyos, hasta el momento en que su espesor impide la ablación. Hay entonces una inversión del relieve: siguiendo la ablación, los antiguos hoyos se vuelven conos de nieve cubiertos.

En los Andes de Santiago, una tolvanera que recubre de polvo penitentes o picachos de nieve puede ocasionar un aspecto parecido. Sin embargo, para explicar grandes conos de nieve vieja, cubiertos por arena gruesa y rodeados por un foso periférico, aislados, que encontró BOTTESELLE, en enero de 1954, a 2500 m en el Cajón Casa de Piedra, proponemos otra explicación: se trataría de mesas glaciales, cuya tapa se ha descompuesto rápidamente en arena, hecho observado frecuentemente en la región.

Foto 25: Conos cubiertos (*dirt cones*) sobre el Glaciar Torre, al pie del Fitz-Roy. En el centro se puede ver una mesa glacial, y a la izquierda, un cono cubierto, formándose a partir de una mesa glacial.

Capítulo V

FORMACION DEL GLACIAR

5. 1. *PERFORACIONES Y SONDEOS SISMICOS*

5. 1. 1. *Perforaciones mecánicas con inyección.* Para estudiar el interior de un nevero o de un glaciar (mediciones de temperatura, de velocidad, de densidad, de estado cristalográfico, etc.), así como para conocer exactamente su espesor, se hacen perforaciones, en general de 5 a 6 cm de diámetro. Cuando el hielo es puro se puede utilizar un material similar al que sirve para perforaciones geológicas (estudios en vista de represas).

Sobre un glaciar temperado, es decir, a 0°C en su totalidad, se utilizará una perforadora rotativa con inyección de agua. Para el trabajo en el hielo los trépanos son reemplazados por taladros helicoidales. Este material no sirve cuando hay piedras presentes en el hielo.

La Compañía Francesa de Electricidad E. D. F., ha llevado a cabo numerosas perforaciones en la región del Monte Blanco antes de establecer bocatomas subglaciales, que aprovechen al máximo la altitud a la cual se hace la fusión. Utilizan una perforadora rotativa Blachy, de peso 344 kg (divisible en 4 cargas), cuyo motor desarrolla 9 caballos, y una motobomba de 7 caballos para inyectar el agua. La velocidad promedia de perforación es de unos 10 m/hora. Hacen falta 3 operadores durante la marcha normal, pero hasta 8, cuando ocurren los inevitables incidentes.

El incidente más frecuente es que el agua de inyección se escape por alguna fisura del hielo. Los detritos de hielo, entonces, en vez de subir, vienen a juntarse a la boca de la fisura, formando un taco. Entre el fondo de la perforación y el taco el agua se congela rápidamente. Hay que inyectar en seguida agua caliente para no perder el trabajo hecho. (Los taladros tienen un filo a la parte superior que permite perforar a la subida, cuando hay peligro de atascamiento).

5. 1. 2. *Perforaciones mecánicas en seco.* Sobre los hielos continentales, en donde la neviza está por debajo cero, se debe operar en seco. Hay que horadar, entonces, con tubos huecos y extraer toda la neviza del pozo bajo forma de testigos, lo que necesita una perforación discontinua y alarga mucho las operaciones.

Las Expediciones Polares Francesas hicieron dos perforaciones sobre el Inlandsis de Groenlandia, de 126 m y 151 m. Los tubos huecos tenían 3 m de largo, y no se pudo sacar testigos de más de 6 m de largo. Cada dos tubos había pues que sacar todo el conjunto, desmontándolo, lo que redujo la velocidad de perforación a 1,5 m/hora. Aunque la corona de dientes del tubo inferior tenía un ensanchamiento importante hacia el exterior como hacia el

interior para evitar el atascamiento, la decompresión de la neviza al ser horadada (véase 3. 1. 3.), dificultó las operaciones. (HEUBERGER, 1954).

WARD (1953), sobre el Penny Ice Cap de la Isla de Baffin, empleó un material de perforación liviano, que pesaba sólo 36 kg, y permitía una perforación en seco con extracción continua de testigos hasta 20 m de profundidad.

5. 1. 3. *Perforaciones térmicas.* Cuando no se necesitan testigos, es más sencillo derretir el hielo que perforarlo. Se puede emplear una resistencia eléctrica. En la Jungfrau, con 2 kW, se perforaron 136 m a una velocidad de unos 4 m/hora.

Sobre el glaciar de Gorner, la compañía de electricidad suiza E. O. S., hizo perforaciones de hasta 220 m, por el procedimiento Calciati, con una velocidad de 2 a 2,8 m/hora. Este procedimiento emplea un tubo hueco, por el cual se bombea el agua caliente suministrada por una caldera.

5. 1. 4. *Sondeos sísmicos por reflexión.* El sondeo sísmico por reflexión permite medir el espesor de los grandes glaciares a 3 %, con tal que sobrepase los 50 ó 100 metros. Permite también, mediante el uso de tres geófonos dispuestos en triángulo, tener una indicación sobre la pendiente del lecho de roca, pero no trataremos aquí este asunto. (Véase KREIS, 1944; ROETHLISBERGER, 1955).

La E. O. S. emplea tiros de 50 a 100 g de dinamita, en barrenos de 1 m de profundidad. Las Expediciones Polares Francesas utilizaron en Groenlandia, tiros de 500 a 1000 g de dinamita, hechos a 1,5 m sobre la superficie, para disminuir las ondas directas.

A cierta distancia del tiro se disponen los geófonos, que enregistran: 1) una onda directa longitudinal (P), cuya velocidad en el hielo a 0° es 3600 m/s. 2) Una onda directa transversal (S), de velocidad 1700 m/s. 3). Ondas largas (L). 4) Una onda longitudinal reflejada. (Fig. 13 a). Si llevamos en abscise la distancia tiro-geófono y en ordenada el tiempo puesto por la onda, se obtienen las *líneas hodócronas,* representadas en la figura 13 b.

Sobre el hielo, en donde la sondas directas se amortiguan poco, se dispone el geófono a una distancia superior a 1,5 h (h siendo el espesor del glaciar), para que la onda reflejada llegue antes que las ondas S. y L.

Sobre la neviza del hielo continental, en donde las ondas directas se amortiguan rápidamente, se puede operar a una distancia relativamente mucho menor. La onda reflejada longitudinal llega entonces después de las ondas S y L.

La velocidad de las ondas aumenta cuando disminuye la temperatura. Las mediciones de BROCKAMP y de HOLTZSCHERER han dado para las ondas longitudinales (θ siendo la temperatura centesimal):

$$U_p = 3600 - 20\ \theta \text{ m/s para el hielo.}$$
$$U_p = 3600 - 14\ \theta \text{ m/s para la neviza de densidad 0,7.}$$

5. 1. 5. *Sondeos sísmicos por refracción.* A grandes distancias (5 a 8 veces el espesor de la capa de hielo), se observa una onda cónica, que se puede interpretar como habiéndose refractado en la capa inferior bajo la incidencia límite i_0 y habiéndose propagado en esta capa inferior, para salir luego de ella y emerger a la superficie bajo el mismo ángulo i_0. (Si U es la velocidad en la capa superior y U' en la inferior, sen $i_0 = U/U'$).

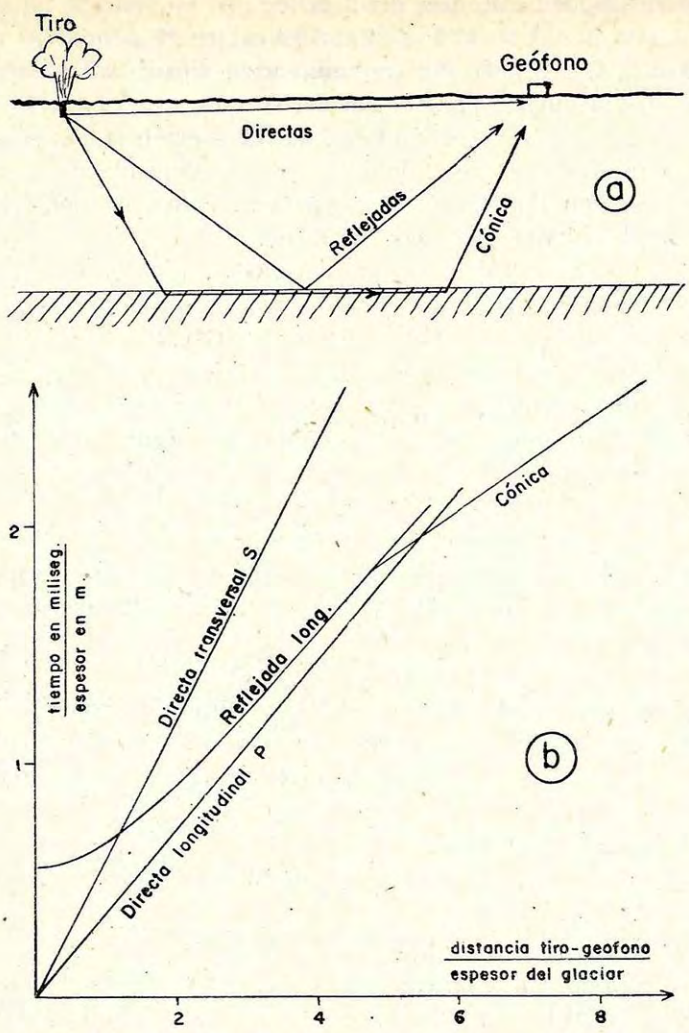


Fig. 13: Sondeos sísmicos: a) Distintas ondas. b) Tiempo en función de la distancia del geófono al tiro, o líneas hodocronas.

El sondeo sísmico por refracción da la velocidad en la capa inferior, y puede tener interés para saber si es roca o morena que se encuentra debajo de un glaciar. En Groenlandia, a unos 50 u 80 km del borde oeste del Inlandsis, bajo un millar de metros de hielo, hay una capa de 200-300 m de espesor, en la cual las ondas longitudinales tienen una velocidad de 4800-5000 m/s. Esta velocidad es demasiado pequeña para que pueda tratarse de una roca compacta: se trata sin duda alguna de terreno morénico.

5. 2. *TEMPERATURAS EN EL SENO DE UN NEVERO O DE UN GLACIAR*

5. 2. 1. *Coeficientes calorimétricos del hielo y de la nieve seca.* El calor específico del hielo o de la nieve seca es 0,48 a -10°C y 0,45 a -30°C.

La conductibilidad calorífica del hielo es:

$$k = (53 \pm 2) \cdot 10^{-4} \text{ cal/cm.}^{\circ}\text{C.s}$$

y su densidad es G = 0,906. Por consiguiente la *difusividad térmica* del hielo, que veremos condiciona la penetración del frío, es:

$$b^2 = k/C \cdot G = 0{,}0122 \quad \text{cm}^2/\text{s}$$

La conductibilidad térmica de la nieve seca depende de su estado y no solamente de su densidad G. Sin embargo VAN DUSEN ha podido resumir las mediciones hechas hasta 1929 por la fórmula:

$$k = (0{,}50 + 10{,}0\ G + 52\ G^3) \cdot 10^{-4} \quad \text{cgs}$$

y por consiguiente:

$$b^2 = k/CG = (G^{-1} + 21 + 108\ G^2) \cdot 10^{-4} \quad \text{cm}^2/\text{s}$$

Según estudios de YOSIDA y sus colaboradores (1955), la conductibilidad térmica de la nieve se debe en gran parte a la destilación de la nieve de los lugares menos fríos sobre los lugares más fríos, según el proceso indicado en 3. 1. 4.

5. 2. 2. *Onda de frío en un glaciar (o un nevero) frío.* Cuando no hay agua de percolación, el flujo de calor por unidad de área y de tiempo es q = k grad T, y la temperatura θ a la profundidad z en el momento t obedece a la conocida ley:

$$\partial\theta/\partial t = b^2\ \partial^2\theta/\partial z^2$$

Esta ley es sólo válida cuando no hay ni fusión ni congelación, es decir para un glaciar o un nevero por debajo cero, y sin agua de percolación.

Si la temperatura de la superficie varía de manera sinusoidal:

$$\theta = \theta_0 + \Theta \operatorname{sen} \omega t$$

la temperatura a la profundidad z es:

$$\theta = \theta_0 + \Theta\ e^{-z/h} \cdot \operatorname{sen} (\omega t - z/h)$$

con:

$$h = b\sqrt{2/\omega} = b\sqrt{T/\pi}$$

T siendo el período. La amplitud disminuye con la profundidad, estando dividida por $e^3 = 20$ cada vez que nos hundimos de 3 h. El máximo de frío penetra con una velocidad:

$$u = \omega\ h = 2\ b\sqrt{\pi/T}$$

Cuando la variación de temperatura a la superficie es periódica, pero no sinusoidal, se puede hacer una descomposición de FOURIER en sus componentes sinusoidales: es la componente fundamental, la de más largo período, que penetra más profundamente. En profundidad la variación de temperatura se vuelve por consiguiente prácticamente sinusoidal.

Para un período de *un día* (T = 86 400 seg.):

	Nieve fresca	Neviza	Hielo
G	0,1 – 0,3	0,6	0,9
b^2	0,0032	0,0062	0,0122
h	9,4	13,1	18,4 cm
u	2,45	3,4	4,8 cm/hora

En un campo de nieve, el frío nocturno no penetra a más de medio metro. En los chalets de montaña se deja acumular la nieve sobre el tejado (se disponen unos ganchos de hierro para impedirle de resbalarse abajo), para que queden protegidos del frío.

Para un período de *un año* ($T = 3{,}16 \cdot 10^7$ seg.):

	Neviza ($G = 0{,}6$)	Hielo	
h	2,5	3,5	metros
u	4,3	6,0	cm/día

En la Antártida, por ejemplo, a unos diez metros debajo de la superficie se podrá medir la temperatura promedia del año. Esa temperatura promedia de la nieve posiblemente difiera algo de la temperatura promedia del aire (en los suelos helados, que absorben mejor las radiaciones, la temperatura promedia es superior a la temperatura promedia del aire de unos 2°C).

En el centro de Groenlandia, según HEUBERGER (1954), a 10 m debajo de la superficie la temperatura es −27,4°C. Luego, a 20 m de profundidad, la temperatura pasa por un máximo de −27,0°C. Entre 100 y 150 m de profundidad es constante e igual a −27,8°C. Estas variaciones están ligadas a las variaciones seculares de la temperatura promedia del aire: si el período es por ejemplo de un siglo, la velocidad de la onda será 10 veces menor que para la onda anual, es decir de 22 m/año.

5. 2. 3. *Temperatura en el seno de un glaciar (o un nevero) frío.* En un glaciar frío a unos diez metros de profundidad, la temperatura es más o menos la temperatura promedia del aire, pero más abajo la temperatura se eleva, debido al flujo de calor terrestre ($1{,}2.10^{-6}$ cal/cm^2. seg en promedio) y al calor que produce la deformación del hielo y el frotamiento del glaciar sobre su lecho. Este último puede fácilmente alcanzar el mismo orden de magnitud. Si se supone el glaciar casi inmóvil, el gradiente de temperatura, dirigido hacia abajo, es:

$$-\mathrm{d}\,\theta/\mathrm{dz} = \mathrm{q}/\mathrm{k}$$

q siendo el flujo de calor terrestre y k la conductibilidad térmica del hielo. La temperatura se elevará de 1° cada 44 m.

Recientemente ROBIN (1955) ha mostrado que ésto era falso en la zona de acumulación, y que el gradiente de temperatura se anula a cierta distancia del lecho de roca, debido a la acumulación. La acumulación anual, que en 5. 3. designaremos por P−a, sepulta el hielo frío superficial, lo que produce un flujo de frío hacia abajo, que destruye el flujo de calor que sube. ROBIN encuentra como gradiente de temperatura aproximado, con nuestras notaciones:

$$-\mathrm{d}\,\theta/\mathrm{dz} = (\mathrm{q}/\mathrm{k}) \cdot \mathrm{e}^{-\mathrm{cz}^2}$$

llamando

$$\mathrm{c} = (\mathrm{P}-\mathrm{a})/\mathrm{h} \cdot \mathrm{b}^2 \cdot 6{,}32.10^7$$

Por consiguiente la diferencia de temperatura entre la base y la superficie del glaciar es:

$$\theta_o - \theta_h = \frac{q}{k} \int_o^h e^{-c z^2} . dz = \frac{q}{k \sqrt{c}} \int_o^{h\sqrt{c}} e^{-u^2} . du$$

Esta última integral vale sensiblemente $h . \sqrt{c}$ cuando es inferior a 0,5 y 0,886 cuando $h . \sqrt{c} > 2$.

Por ejemplo, para el centro del Inlandsis de Groelandia ($h = 300\,000$ cm. $(P-a) = 30$ cm, $b^2 = 0{,}0118$):

$$h . \sqrt{c} = 3{,}48$$
$$\theta_0 = \theta_h + 17{,}6 = -12{,}2\ ^oC$$

Este valor está en excelente acuerdo con la estimación de HOLTZSCHERER, deducida de la velocidad de las ondas sísmicas en el hielo: $-10\ ^oC$. La base del Inlandsis está por consiguiente a una temperatura bien inferior a la de fusión del hielo bajo esa presión. Quizás no sea así más al N.E., en donde la precipitación es menor.

Podemos extender el cálculo de ROBIN a los glaciares fríos aun en su zona de ablación, como es el caso en los Andes de Santiago. Hay entonces hielo menos frío que emerge, cuyo calor se añade al flujo de calor terrestre. Matemáticamente, $P < a$, la cantidad c es negativa y:

$$\theta_o - \theta_h = \frac{q}{k.\sqrt{-c}} \cdot \int_o^{h.\sqrt{-c}} e^{-u^2} . du$$

Si por ejemplo $h = 200$ m, $P-a = -10$ cm;

$$h . \sqrt{-c} = 0{,}52 \qquad \theta_o - \theta_h = 5{,}0^oC$$

Con $P-a = \theta$ se encontraría $4{,}55^oC$ y con $P-a = 10$ cm, $4{,}16\ ^oC$.

Todos estos resultados están algo modificados por el movimiento del glaciar.

5. 2. 4. *Neveros temperados.* Llamaremos así a las masas de nieve persistente sometidas a la fusión durante el verano. El agua de percolación, que recorre unos 3 m al día en nieve seca, alcanza rápidamente la onda de frío invernal y eleva la temperatura a 0^oC. El nevero está por consiguiente permamentemente a 0^oC en su parte baja, en cuanto tiene más de unos diez metros de espesor, cualquiera que sea la temperatura promedia del aire.

En el hemisferio norte es en junio cuando la onda de frío invernal ha alcanzado su mayor extensión. Entonces la isoterma 0^oC está a 10,5 m de profundidad en el Campo de hielo Isachsen (Spitzberg) (SVERDRUP), a 15 m en el Aletschfirn (SELIGMAN), y a 12-15 m en el Gaciar Seward superior (SHARP).

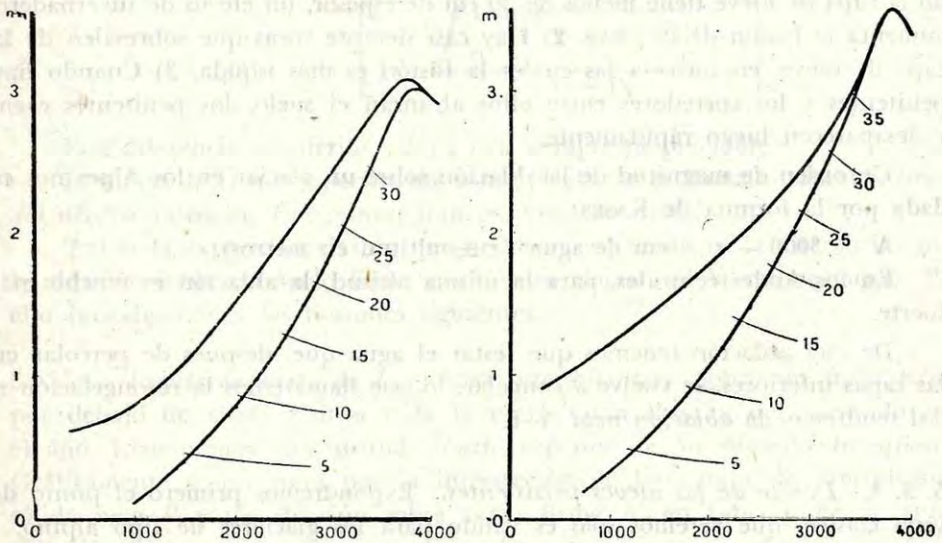
5. 2. 5. *Glaciares temperados.* Los glaciares reciben por su base el calor terrestre y el calor que despide la fricción sobre el lecho de roca, que en

general alcanzan a elevar la temperatura hasta la fusión y a provocar una débil fusión. Cuando están recubiertos por más de 10 ó 15 metros de neviza, la parte superior del hielo está también permanentemente a 0°C. Por consiguiente la totalidad del glaciar rodeado por superficies a 0°C, ha de mantenerse siempre a 0°C (o más exactamente a la temperatura de fusión correspondiente a la presión reinante). Llamaremos a estos glaciares: *glaciares temperados.* El hecho que una masa de hielo se mantenga a 0° sin derretirse, salvo superficialmente, extrañará sólo a los que no hayan comprendido que la fusión necesita calor y el calor, para penetrar, necesita un gradiente térmico.

Cuando la capa de neviza tiene menos de unos diez metros de espesor, como es el caso en los glaciares ecuatoriales y subtropicales, y en las cumbres de ciertas montañas de los Alpes, el hielo es alcanzado por la onda de frío invernal. Según mediciones de HAEFELI y BRENTANI (1955), la temperatura del hielo es de −1° a −3°C en el Jungfraujoch. También están por debajo cero los glaciares de la alta montaña en la vecindad de roca desnuda, por la cual se transmite el frío ambiente (FISHER). Tal es el caso en el Monte Rosa, a 4267 m: el hielo está a −7,8 °C en el centro, y a −13,3 °C tanto en la superficie como al contacto del lecho de roca.

5. 3. *LIMITE DE LAS NIEVES PERSISTENTES*

5. 3. 1. *Precipitación anual en función de la altura.* La precipitación anual crece con la altura, mucho en los Alpes, menos en las regiones nórdicas, como lo muestra la figura 14, sacada de la obra de PEGUY (1952). En los Andes centrales, no se tienen aún datos (la ENDESA está instalando nivómetros escalonados entre 2000 y 4300 m en un mismo valle vecino de Santiago), pero supo-



OISANS ORIENTAL (d'après PÉGUY)

OBERLAND BERNOIS (d'après MÖNKOFFER)

Fig. 14: Precipitación en función de la altura, según PEGUY y MONKOFFER.

nemos que debe haber un crecimiento rápido. Veremos en 11. 1. 1. una razón para ello.

Para tener la precipitación bajo forma sólida, de esta precipitación hay que restar la que se hace bajo forma de lluvia (salvo cuando la nieve se mantiene por debajo cero y la lluvia se congela en su seno). En las regiones nórdicas, en donde la escarcha es importante, conviene añadirla. Por fin hay que tener en cuenta el viento que despeja la nieve polvo de las cumbres y la amontona en los valles, así como los rodados, que efectúan un trabajo análogo.

Se ve que la precipitación sólida neta en función de la altitud es difícil de determinar, y depende no sólo de la región considerada, sino también algo de su orografía. En la Antártida, la precipitación depende únicamente de la exposición al viento y no de la altitud. Sólo en las regiones temperadas y tropicales, en donde el viento blanco es de poca importancia, la altitud se vuelve el factor fundamental. La precipitación sólida neta crece entonces más o menos rápidamente con la altitud para pasar por un máximo (hacia los 4000 m en los Alpes). Más arriba las pendientes son demasiado fuertes para que la nieve se pueda acumular, y cae hacia los valles bajo forma de aludes; o bien aparece el viento blanco.

5. 3. 2. *Ablación anual en función de la altura.* Hemos visto que el calor traído por el aire era la más importante causa de fusión. Como la temperatura del aire disminuye de 1°C cada 100 a 150 metros de altura, la *ablación total* anual (equivalente en agua de la capa de nieve o de hielo que se derrite) disminuye rápidamente con la altura. También influyen la orientación, la exposición al viento, la presencia de vegetación.

Por fin hay que distinguir la ablación sobre un glaciar o un nevero (A), y la ablación sobre el suelo firme (A'). Esta última es mayor porque: 1) Cuando la capa de nieve tiene menos de 30 cm de espesor, un efecto de invernadero aumenta la fusión de la nieve. 2) Hay casi siempre rocas que sobresalen de la capa de nieve, en torno a las cuales la fusión es más rápida. 3) Cuando hay penitentes y los corredores entre ellos alcanzan el suelo, los penitentes caen, y desaparecen luego rápidamente.

Un orden de magnitud de la ablación sobre un glaciar en los Alpes nos es dada por la fórmua de KASER:

$A = 3000 - z$ cm de agua (z = altitud en metros).

En los Andes centrales, para la misma altitud, la ablación es mucho más fuerte.

De esta ablación tenemos que restar el agua que, después de percolar en las capas inferiores, se vuelve a congelar, lo que llamaremos la recongelación r. Así tendremos la *ablación neta* A–r.

5. 3. 3. *Límite de las nieves persistentes.* Expondremos primero el punto de vista clásico, que veremos sólo es válido para los glaciares de tipo alpino.

La precipitación sólida neta creciendo con la altura y la ablación disminuyendo, existe una altitud por encima de la cual toda la nieve caída durante el año no llega a derretirse. Es el *límite de las nieves persistentes o perennes.* En-

cima de este límite, la nieve que se amontona año tras año forma un *nevero* (preferimos esta palabra a *nevado*), que con el tiempo se transforma en glaciar.

Se llama *glaciar* o *ventisquero* o aun *helero* (las tres palabras son sinónimas y, desde 1935, aceptadas por la Academia Española), toda masa de hielo perenne, formada por acumulación de la nieve, cualquiera que sean sus dimensiones y su forma. Cuando el glaciar adquiere cierto espesor, fluye bajo su propio peso hacia las alturas inferiores, como lo estudiaremos en el capítulo 7.

Sobre un glaciar el límite de las nieves persistentes es mucho más regular y fácil de determinar que sobre el suelo firme. Pero el movimiento del glaciar introduce una corrección que vamos a calcular.

Si en la vecindad del límite de las nieves persistentes la componente vertical de la velocidad superficial del glaciar es U_z, si tenemos en un punto fijo:

$$A = A_0 - A_1 \cdot z \qquad\qquad P = P_0 + P_1 \cdot z$$

y si tomamos como origen de los tiempos (t) el fin de la temporada seca, la ablación durante el año transcurrido, en un punto del glaciar móvil con él, es:

$$A_u = A_o - A_1 (z + U_z) + U_z \cdot \int_0^{1\,\text{año}} t.dA_1$$

y la precipitación sólida:

$$P_u = P_o + P_1 (z + U_z) - U_z \cdot \int_0^{1\,\text{año}} t.dP_1$$

El límite de la nieve persistente, en vez de ser en donde $A = P$, será en donde $A_u = P_u$. Se encuentra a una altitud inferior, que difiere de:

$$\triangle z = -U_z \left[1 - \frac{\int_0^{1\,\text{año}} t.\,(dA_1 + dP_1)}{A_1 + P_1} \right]$$

Esta diferencia es inferior a U_z y casi siempre despreciable.

El límite de la nieve persistente sobre el glaciar es llamado también *límite del nevero* (alemán: *Firngrenze*; francés: *ligne de névé*).

Tal es la exposición clásica, que no tiene en cuenta ni la diferencia entre la ablación sobre un suelo firme y sobre un glaciar, ni la recongelación. Por ello introduciremos las nociones siguientes:

5. 3. 4. *Límite superior de las nieves intermitentes.* Sobre un suelo firme, por debajo de cierta altitud toda la nieve caída llega a derretirse durante el año. Llamaremos esta altitud: *límite superior de las nieves intermitentes.* Gráficamente se obtendrá por la intersección de las curvas de precipitación sólida neta P y de ablación sobre suelo firme A' en función de la altura (Fig. 15 a).

En los Andes de Santiago, cuando no hay ventisqueros, la nieve desaparece completamente al fin de la temporada seca (los años normales), hasta

5500 m o más. Quizás hasta no exista límite superior de las nieves intermitentes, es decir las curvas P y A' no se corten (Fig. 15 b).

5. 3. 5. *Línea de equilibrio.* Llamaremos *línea de equilibrio* de un glaciar la altitud a la cual la formación y la ablación de hielo durante el año se compensan, es decir en donde la precipitación absoluta neta P iguala la ablación neta (A — r).

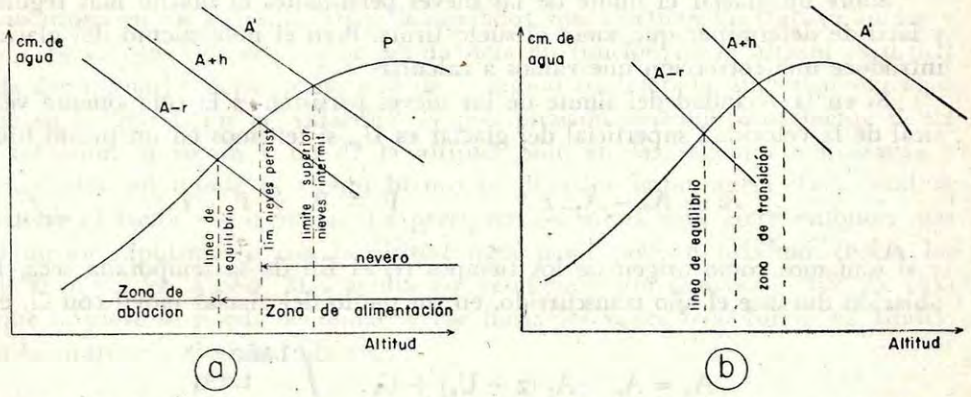


Fig. 15: Límite superior de las nieves intermitentes, límite de las nieves persistentes y líneas de equilibrio. a) Caso general. b) Glaciar con penitentes.

La zona del glaciar debajo de la línea de equilibrio, en donde la ablación anual excede la precipitación anual, se llama *zona de ablación.* La zona en donde la alimentación es preponderante se llama *zona de alimentación* o aún *zona de acumulación.* En los glaciares en donde no hay recongelación, como los glaciares alpinos, esta última coincide con el nevero, y la línea de equilibrio con el límite del nevero.

En cambio cuando la alimentación por recongelación es abundante, la línea de equilibrio está muy por debajo del límite del nevero. El glaciar puede estar en equilibrio aunque el nevero sea muy reducido o hasta inexistente. Tal es el caso para el Glaciar Olivares, en los Andes de Santiago, que se extiende entre los 4900 m y los 3550 m. Estimamos que la línea de equilibrio se halla a 4300 m. También es el caso para el Barnes Ice Cap (Isla de Baffin), que se extiende entre 460 m y 1125 m, la línea de equilibrio hallándose hacia los 880 m.

Para observar la línea de equilibrio, cuando hay recongelación, es menester, al fin de la temporada seca, dejar testigos sobre el glaciar a distintas alturas (que pueden ser cordeles, con una balisa a una extremidad para ubicarlos). Más rápido es observar a esta época, cuando es posible, en qué punto las morenas mediales internas aparecen a la superficie del glaciar.

5. 3. 6. *Límite del nevero.* El límite inferior de la nieve persistente sobre el glaciar, o *límite del nevero,* es fácil de observar al fin de la temporada seca, pero tiene interés sólo para el andinista.

Cuando hay recongelación, una capa de hielo nuevo se va formando sobre el glaciar, a medida que desaparece la cubierta de nieve. Sea h el equivalente

en agua de esa capa. (Si toda la recongelación se hace a la superficie del glaciar, y no hay prácticamente burbujas en el hielo formado, $h = G_0 \cdot r/(G_0 - G) = r/\Pi$, designando por Π la porosidad de la neviza). El límite inferior de la nieve persistente será la altitud a la cual $A = P-h$, es decir:

$$P = A + h$$

Pero cuando hay penitentes, no es posible fijar un límite neto a las nieves persistentes: existe entonces toda una faja de transición en la cual, al fin de la temporada seca se ven conjuntamente penitentes de hielo, penitentes de neviza y penitentes mixtos (base de hielo, parte superior de neviza). En los Andes de Santiago se extiende entre 4700 y 5000 m aproximadamente.

5. 4. *BALANCE DE UN GLACIAR*

5. 4. 1. *Aparición de un glaciar.* Conforme a la visión esquemática expuesta hasta ahora, un glaciar sólo podría aparecer encima del límite de las nieves intermitentes, y muchos glaciares que se hallan en totalidad por debajo de este límite no se volverían a formar si desapareciesen. En realidad el amontonamiento de la nieve en ciertos puntos (cornisas, hondonadas, rodados, rinconadas bien abrigadas del sol) introduce muy importantes fluctuaciones en el espesor de la capa de nieve y permite la aparición de pequeñas masas de hielo perennes (en francés: *glacières*) aquí y allá, a una altitud muy inferior. Nuevos manchones de hielo persistente aparecen después de unos cuantos años húmedos, y, cuando están encima de la línea de equilibrio, crecen hasta formar un glaciar.

En la costa del norte de Groenlandia, en donde las precipitaciones son muy escasas (8 a 15 cm al año) y la acumulación de nieve debida únicamente al viento blanco, no se puede definir límite de nieves persistentes alguno. Glaciares de hasta 5 km de largo pueden aparecer a sotavento de las montañas, en donde puede caer diez veces más nieve. (*Windgletscher, fringing glaciers* de CHAMBERLIN).

Bajo el nombre altisonante de "autocatalisis inlandsisiena de altitud", CAILLEUX ha explicado como, en el caso de un hielo continental, la elevación de altitud debida al crecimiento del glaciar favorece su propio desarrollo. Sólo puede ser así en las etapas iniciales, cuando la elevación de altitud hace que nieve en vez de llover (en Patagonia por ejemplo. Véase 15. 3. 2 y 15. 3. 3). Pero más arriba, en las regiones subpolares, la precipitación no crece mayormente con la altura. En cambio, la presencia del inlandsis origina un centro permanente de altas presiones y las precipitaciones quedan muy reducidas.

5. 4. 2. *Distintas formas de los glaciares.* Los glaciares varían enormemente entre ellos por su tamaño, su forma y su pendiente.

La zona de alimentación puede ser sencilla o múltiple (*glaciar compuesto*). Puede formar una cumbre (*nevado*), un *casquete de hielo* o un *campo de hielo,* según sea más o menos convexa. Como ejemplos de nevados,

citemos el Monte San Valentín o el Tronador; de casquete de hielo, el Barnes Ice Cap de la isla de Baffin; y de campo de hielo, los Hielos Patagónicos. La zona de alimentación puede también estar situada en una hoya rodeada por abruptas paredes de roca, o *circo glacial*. En este caso la periferia está mejor alimentada que el centro a causa de los rodados, y por otra parte el hielo se escapa más rápidamente del centro. Ambas causas hacen que la zona de alimentación sea entonces cóncava. Por fin, en las regiones subtropicales elevadas (Andes centrales, Turkestán), en donde el viento blanco barre la nieve de las cumbres, la zona de alimentación suele ser un valle elevado, y el glaciar está separado de las pendientes de acarreo que lo rodean por un foso periférico.

La zona de ablación puede ser una o varias lenguas glaciares divergentes, fluyendo por el fondo de valles. Un caso original lo constituyen los conos volcánicos, con un nevero circular alrededor del cráter y lenguas glaciares divergentes, a veces muy numerosas (25 en el Mount Rainier, estado de Washington, U. S. A.). También puede ser un campo de hielo en medio de una pampa llana, al pie de las montañas (*glaciar pedemontano*). Como la zona de ablación está alimentada por una corriente glaciar, más caudalosa en el centro, suele ser esta zona de forma convexa. Pero muchas veces las morenas laterales encaramadas ocultan esta convexidad.

El glaciar en su límite inferior, o *frente* puede: 1) menguarse formando una lengua glaciar de límite neto (en inglés: *snout*). 2) Estar sepultado y desaparecer bajo los escombros morénicos. 3) Llegar a un lago o al mar, en donde se despedaza en *témpanos*.

Combinando los distintos tipos señalados para la zona de alimentación, la de ablación, y el frente, se llega a un número impresionante de tipos de glaciares, pero esta clasificación tiene poco interés. Veremos luego una clasificación más útil, basada en la "fisiología" del glaciar y no en su "morfología".

Cuando se tiene un mapa detallado de un glaciar, con curvas de nivel equidistantes, es interesante determinar la *curva* hipsométrica del glaciar. Para ello se miden con un planímetro las áreas $\triangle S$ entre dos curvas de nivel sucesivas z y $z + \triangle z$, y se las lleva en ordenada, poniendo en abscise la altitud promedia $z + (\triangle z/2)$. Al límite, la curva hipsométrica nos da dS/dz en función de z. En todo esto se trata de las áreas en proyección horizontal, pero también es por unidad de área horizontal que se miden la precipitación y la ablación.

La curva hipsométrica puede tener su máximo en la zona de alimentación (campos de hielo), o en la zona de ablación (glaciares pedemontanos), o con más frecuencia cerca de la línea de equilibrio (fig. 16). Para más detalles, véase TRICART y CAILLEUX, 1953.

5. 4. 3. *Caudal de un glaciar.* Vamos a establecer una importante relación entre la precipitación sólida neta P, la ablación neta $(A - r)$ que designaremos por a, la derivada hipsométrica dS/dz, y el *caudal* del glaciar Φ. Así llamaremos la masa de hielo y de nieve que cruza una sección vertical transver-

sal durante un año. En todo esto despreciaremos la pequeña corrección que introduce el movimiento del glaciar.

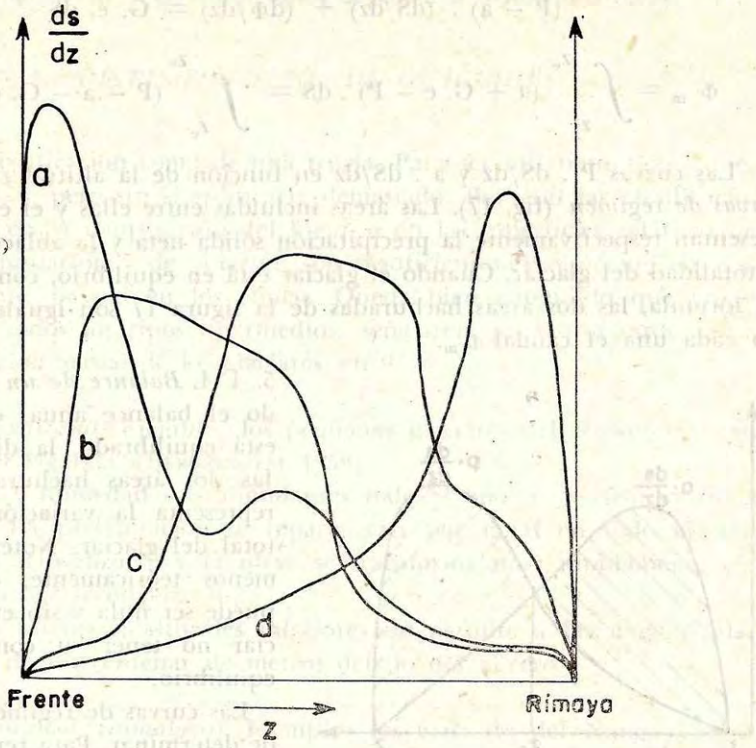


Fig. 16: Curvas hipsométricas de distintos glaciares, según datos recogidos por AHLMANN.
a) Glacier Murray, Spitzberg (glaciar pedemontano).
b) Glaciar de Siachen, Karakoram (glaciar de valle).
c) Vedretta del Forno, Alpes (glaciar de circo).
d) Glaciar de Hardanger, Noruega (casquete de hielo).

Escribiendo que entre dos secciones verticales transversales, lo sobrante del balance, o sea (P − a)dS es igual a la diferencia entre el caudal que entra arriba y el que sale abajo, se obtiene:

$$(P - a) \cdot (dS/dz) + (d\Phi/dz) = 0$$

relación válida en régimen permanente, cuando el glaciar está en equilibrio. En ese caso el caudal es máximo en la línea de equilibrio. Si z_1 y z_2 son las cotas más baja y más alta del glaciar, ese caudal máximo (que llamaremos sencillamente "el caudal" del glaciar) vale entonces:

$$\Phi_m = \int_{z_1}^{z_e} (a - P) \cdot dS = \int_{z_e}^{z_2} (P - a) \cdot dS$$

Cuando el glaciar no está en equilibrio su espesor en un punto dado (fijo con respecto a las márgenes), varía durante el año de una cantidad e, variable

en cada punto. Si G es la densidad superficial correspondiente, la masa del glaciar entre z y z + dz varía de G. e. dS. Las ecuaciones se escriben:

$$(P - a) \cdot (dS/dz) + (d\Phi/dz) = G.\ e.\ dS$$

$$\Phi_m = \int_{z_1}^{z_e} (a + G.\ e - P) \cdot dS = \int_{z_e}^{z_2} (P - a - G.\ e) \cdot dS$$

Las curvas P . dS/dz y a . dS/dz en función de la altitud z son llamadas *curvas de régimen* (fig. 17). Las áreas incluídas entre ellas y el eje de los z representan respectivamente la precipitación sólida neta y la ablación neta sobre la totalidad del glaciar. Cuando el glaciar está en equilibrio, conforme a nuestra fórmula, las dos áreas hachuradas de la figura 17 son iguales, y representan cada una el caudal Φ_m.

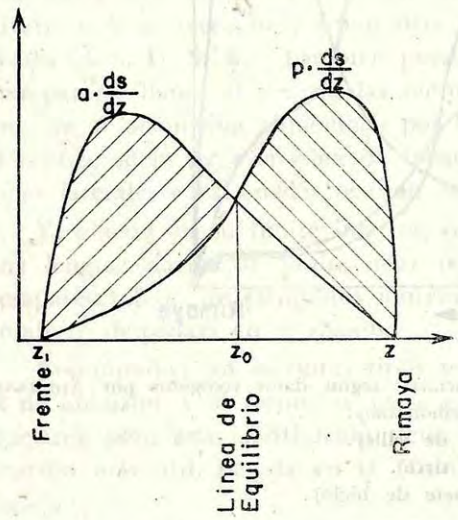


Fig. 17: Curvas de régimen.

5. 4. 4. *Balance de un glaciar.* Cuando el balance anual del glaciar no está equilibrado, la diferencia entre las dos áreas hachuradas (fig. 17) representa la variación de la masa total del glaciar. Notemos que, a lo menos teóricamente, esta variación puede ser nula y sin embargo el glaciar no tener su configuración de equilibrio.

Las curvas de régimen son difíciles de determinar. Para remediarlo, AHLMANN, en las regiones subpolares, y FINSTERWALDER, en los Alpes austríacos, han establecido las reglas siguientes, pero creemos que no deben ser válidas para otros tipos de glaciares.

1) La curva (P — a) en función de z, que nos da el balance a distintas alturas, es una parábola de eje vertical, cuyo máximo corresponde al punto más alto del glaciar. Como se conoce un punto de esta parábola: P — a = 0 para $z = z_e$, sólo basta entonces hacer una determinación en otro punto del glaciar:

$$P - a = C \cdot [(z_2 - z_e)^2 - (z_2 - z)^2]$$

2) (Regla de AHLMANN): La suma aritmética de la ablación y de la precipitación sobre todo el glaciar (lo que ALHMANN llama el *régimen* del glaciar), se puede calcular multiplicando su área horizontal por el valor de la precipitación y de la ablación en la línea de equilibrio. Estas dos últimas son iguales. Si las designamos por P_e:

$$\int_{z_1}^{z_2} a \cdot dS + \int_{z_1}^{z_2} P \cdot dS = 2\ P_e \cdot S$$

En el caso general, estas reglas no son válidas, y el "estado de salud" de un glaciar será conocido sólo si se miden las precipitaciones, la ablación superficial, la recongelación y las variaciones de nivel a distintas alturas.

5. 5. *DISTINTOS TIPOS DE GLACIARES*

Es de una clasificación como de una teoría. Para ser útil tiene que esquematizar la realidad, pero sin simplificarla demasiado. Por ello las clasificaciones basadas sólo en la temperatura del hielo, o en las superficies relativas de las zonas de acumulación y de ablación son insuficientes. Proponemos la clasificación siguiente, basada en los climas. Queda bien entendido que en la realidad existen todos los tipos intermedios: señalaremos unos cuantos al estudiar la repartición actual de los glaciares, en 9. 1.

5. 5. 1. *Tipo ecuatorial.* Ejemplo: los pequeños glaciares del Ruwenzori, entre el Congo y el Uganda (BERGSTROEM 1955).

Nebulosidad y humedad son abundantes todo el año, y las temperaturas vecinas de 0°C. La precipitación se reparte casi por igual en todo el año (unos 2 m en el Ruwenzori), y la nieve se transforma muy rápidamente en neviza y en hielo por recongelación.

La ablación intensa a altitudes inferiores no permite a las lenguas glaciares bajar más de un centenar de metros debajo del nevero.

5. 5. 2. *Tipo tropical* (*himalayo*). Ejemplo: los glaciares del Nanga Parbat (FINSTERWALDER, 1937).

Hay fuertes preciptaciones todo el año, pero son abundantísimas en una sola temporada: en el Himalaya en junio y julio (monzón). Aludes ininterrumpidos caen de las faldas de los cerros, recubiertos de glaciares colgantes, formando un espeso nevero al nacimiento de los valles. El glaciar de valle es de muy gran caudal, pero se derrite rápidamente al llegar a alturas inferiores.

5. 5. 3. *Tipo subtropical* (*turkestánico*). Ejemplo: los glaciares del Pamir (VON KLEBELSBERG, 1926).

Hay precipitaciones fuertes en invierno. Los veranos son secos, sin nebulosidad, con aire frío, pero radiación solar fuerte. Las altas cumbres están casi enteramente despejadas de hielo, los glaciares se forman en los altos valles. Se forman penitentes, el nevero es muy reducido o inexistente, la alimentación se hace por recongelación. Los glaciares, protegidos en su parte inferior por un espeso manto morénico, pueden ser muy largos, pero son lentos.

Estudiaremos este tipo con más detalle a propósito de los Andes centrales, en donde existen buenos ejemplos.

5. 5. 4. *Tipo temperado* (*alpino*). Ejemplo: el glaciar de Aletsch (SELIGMAN, 1941).

Precipitaciones todo el año permiten la formación de un abundante y extenso nevero, situado generalmente en un circo glaciar. La alimentación se

hace principalmente por compresión. La escasez de laderas descubiertas de nieve hace que el material morénico sea relativamente poco abundante, comparado con los tres tipos anteriores.

5. 5. 5. *Tipo subpolar húmedo* (*alaskiano*). Ejemplo: el Juneau Icefield (FIELD y MILLER, 1950).

Muy fuertes precipitaciones todo el año y una ablación reducida permiten la formación de extensos campos de hielo, cubiertos por una espesa capa de neviza. Los campos de hielo se extienden entre los cerros y sobre las faldas de ellos. De allí fluyen numerosos glaciares de muy fuerte caudal, que en general terminan en un lago o un fiordo, pero a veces se extienden al pie de la Cordillera en un glaciar pedemontano.

Estudiaremos ejemplos a propósito de los hielos de Patagonia, que pertenecen a este tipo.

5. 5. 6. *Tipo subpolar seco* (*Baffin*). A este tipo pertenece el *Barnes Ice Cap*, en la Isla Baffin (BAIRD, 1952). Se trata de un casquete de hielo de 6000 km², con 120 m de espesor en el centro. A 9 m de profundidad, la temperatura del hielo es −10,7°C, y por consiguiente, el casquete de hielo es enteramente frío y descansa sobre un suelo helado.

Está recubierto por una débil capa de nieve del año, endurecida por el viento (densidad 0,25 — 0,40). No existe nevero, toda esta nieve transformándose rápidamente en hielo por recongelación. (El año que lo observó BAIRD, la precipitación fué anormalmente abundante: 51 cm, y la recongelación reducida: 12,7 cm en el centro).

5. 5. 7. *Tipo polar* (*Hielo Continental*). Daremos aquí unos datos sobre el Inlandsis de Groenlandia, calculados por BAUER. La Antártida, en la cual la fusión periférica es mucho menor, será estudiada en un capítulo aparte.

Con los Hielos Continentales, las dimensiones se vuelven de otro orden de magnitud: de unos miles de km² a lo sumo para los otros tipos de glaciares, pasamos a 1 726 000 km² para Groenlandia. El subsuelo rocoso se mantiene más o menos al nivel del mar, mientras que la superficie se eleva suavemente hasta 3200-3300 m en el centro.

La precipitación es en promedio de 30 cm al año. La zona de alimentación cubre el 83,5% de la superfice. No hay recongelación alguna en esta zona: el nevero tiene 150 m de espesor, y la nieve pone tres siglos para transformarse en hielo.

La ablación se hace por fusión en la periferia (70% de la acumulación), y por el alumbramiento de témpanos (48% de la acumulación): en total supera de 18% a la acumulación. El Inlandsis está por consiguiente mermándose lentamente hoy día. En ciertas regiones nacen inmensas corrientes de hielo en el seno del Inlandsis, que dan origen en la periferia a anchos y caudalosos glaciares, para los cuales es imposible determinar la cuenca de alimentación. En otras partes el Inlandsis acaba directamente en el mar por un acantilado de hielo, sin que se pueda discernir corriente de hielo alguna. En ambos casos el hielo flota sobre el mar y es despedazado en témpanos por las mareas y las olas.

5. 5. 8. *Shelfs* (*barreras*). El shelf es un extenso glaciar flotante. Se termina del lado del mar libre por un acantilado de hielo o barrera. Esta barrera es infranqueable, pero a veces existen en ella fiordos helados que permiten subir sobre el shelf por una pendiente suave. A la junción con la costa puede haber una grieta o no, según la pendiente de ésta y la amplitud de las mareas.

El shelf puede tener dos orígenes:

a) Glaciar viniendo del Hielo Continental que se adelanta lejos en el mar: se trata de un glaciar pedemontano flotante. Por ejemplo, al sur del Canal Kronprinz Gustav (Mar de Weddell), el Glaciar Sjögren se adelanta de 44 km en el mar, hasta la Isla James Ross, cerrando el canal.

b) Glaciar que se constituye sobre una banquisa persistente, por acumulación de la nieve, que el viento blanco acarrea en grandes cantidades desde el interior del continente.

Bajo el efecto de las compresiones laterales, el shelf no se eriza de hummocks. Sólo aparecen ondulaciones (*rolls*), de unos 30 m de alto y unos 250 m de período.

La ablación se hace por alumbramiento de témpanos tabulares, como lo hemos visto en 2. 3. 8.

Capítulo VI

MECANICA DE LA NIEVE Y DEL HIELO

6. 1. *INGENIERIA DE LA NIEVE. SKI. PATINAJE*

6. 1. 1. *Apisonamiento artificial.* Para apisonar la nieve (véase 3. 2. 1), se utilizan en general grandes *rodillos* de madera. En las canchas de ski de los Alpes se provee el rodillo de dos varas para que un buen esquiador lo arrastre tras él, bajando "schuss" la pendiente. El rodillo no tiene que tener un diámetro demasiado grande, porque resbalaría en vez de rodar, pero tampoco demasiado pequeño, porque se hundiría en la nieve y la empujaría en vez de rodar y apisonarla. El ángulo de la superficie por apisonar con el rodillo ha de ser de unos 45°. Si se admite que el hundimiento z del rodillo es proporcional a la presión p ($p = K.\ z$), siendo M el peso, r el radio y L la longitud del rodillo, esto se consigue para:

$$M/L.\ \sqrt{2}\ r = K\ r\ (1 - 1/\sqrt{2})$$

es decir:

$$M/r^2\ L = K\ (\sqrt{2} - 1)$$

Sólo interviene la densidad aparente del rodillo $M/\pi\ r^2\ L$. Ha de tener un valor determinado, proporcional a K, y por consiguiente, muy distinto, según la calidad de nieve y los apisonamientos anteriores.

Cuando existe una costra es conveniente colocar cadenas alrededor del rodillo para triturarla.

En nieve polvo liviana, grandes *gradas* de madera, con dientes inclinados hacia atrás, son preferibles. Las gradas tienen también la ventaja de revolver la nieve y homogeneizarla. Son muy útiles cuando hay escarcha profunda (§ 3. 2. 2.), el apisonamiento con rodillo, siendo entonces imposible (90% de los casos en Canadá al fin del invierno).

6. 1. 2. *Barrenieves.* Para despejar la nieve de las carreteras y ferrocarriles, se emplean barrenieves de dos categorías:

a) Tractores arrastrando una cuña, o bien bull-dozers. En este tipo la mitad de la energía sirve a comprimir la nieve, y sólo la mitad restante a despejarla. El barrenieves ha de pasar durante la nevada misma, cuando perdura, porque después de una fuerte nevazón se vuelve incapaz de cumplir su cometido. El garage del barrenieves debe construirse en la parte más alta de la carretera, pues es mucho más fácil despejar la nieve de bajada.

b) Barrenieves de turbina, con una fresa en la parte delantera que ataca la nieve de frente y la lanza a gran distancia. Son más caros, pero mucho

más eficaces. Pueden remover los grandes montones de nieve acarreada y endurecida por el viento, así como los conos de deyección de aludes, siempre que no haya piedras mezcladas a la nieve.

Se han fabricado barrenieves de turbina de mano, para ser llevados ante sí como una carretilla.

Para dar una idea del desarrollo de esta industria, señalemos que en Francia, durante el concurso anual de barrenieves de 1956, los constructores presentaron 44 modelos distintos.

6. 1. 3. *Deslizamiento de los esquíes.* Supondremos más o menos conocido del lector el deporte del *ski de bajada* (subiendo con andariveles), y los patines de madera o *esquíes* que se utilizan para ello. (Para datos sobre la historia y la técnica del ski, y sobre el material utilizado, véase por ejemplo FRENDO, 1946). También están provistos de esquíes los trineos y los aviones que han de evolucionar sobre la nieve. Haremos aquí sólo unas cuantas aclaraciones sobre el aspecto científico del asunto.

El esquí debe ser más o menos flexible en el sentido longitudinal, según que la nieve usual es más o menos blanda, pero hay siempre interés en que resista bien a la torsión, tanto para mantenerse sobre pendientes de nieve dura como para frenarse. A peso y flexibilidad iguales, los esquíes de sección rectangular resisten mejor a la torsión que los antiguos esquíes con una nervura central.

La suela del esquí puede ser metálica, de plástico o de madera. En este último caso conviene protegerla con una pintura celulósica. En nieve helada se emplea en general el esquí tal cual. En nieve fresca, sobre todo con temperaturas vecinas de 0°, hay muchas veces que poner una *cera de bajada* para que la nieve no se pegue a la suela del esquí. La nieve vieja, granulosa, no se pega a los esquíes, pero cuando está en franca fusión necesita ceras que repelen el agua, si no el roce es demasiado importante. Los corredores emplean siempre toda una serie de ceras de bajada, según la cualidad de la nieve.

Las *ceras de ski* (francés: *farts*) son mezclas de numerosas substancias, que podemos dividir en dos grupos:

a) Substancias que repelen el agua y actúan como lubricantes: parafina, grasa mineral, cera de abejas, sebo, ozokerita, polvo de aluminio; ...

b) Substancias adhesivas: resinas, pez, alquitrán ...

Las ceras formadas sólo por substancias del grupo a) pueden ponerse fácilmente sobre los esquíes, y aun cuando estén mojados, pero no se mantienen mucho tiempo. Por ello se suele añadir substancias del grupo b). Estas últimas están siempre presentes en abundancia en las ceras de fondo, a las cuales nos referiremos luego.

La resistencia del esquí al deslizamiento tiene un origen complejo:

1) *Apisonamiento de la nieve,* por la punta del esquí principalmente. La punta debe tener una forma conveniente para apisonar la nieve sin em-

pujarla ante sí. Debe ser lo suficientemente blanda para que este efecto se mantenga aún frente a ondulaciones del terreno. Las puntas se hacen 1 a 2 cm más anchas que la parte central del esquí, para disminuir el roce de los lados, y para facilitar su manejo.

2) *Inclinación de las dendritas,* que se tumban cuando pasa el esquí.

3) *Entrenamiento de los cristales por la suela del esquí.* Este fenómeno ha sido estudiado por NAKAYA y otros (1936), utilizando hollín como indicador. Es sobre todo importante con nieve vieja granulosa: los cristales pueden rodar como las bolas de un rodamiento, lo que disminuye el roce.

4) *Absorción del agua por la suela del esquí, con nieve mojada.* (Se trata de una absorción superficial o *adsorción*). La película de agua que se forma sobre la suela del esquí es barrida de la parte anterior cuando el esquí avanza, lo que necesita cierta fuerza, como para secar con un limpiacristales un vidrio mojado. Aparece así una resistencia al movimiento de tipo viscoso, es decir, que crece con la velocidad y se anula con ella.

Tanto para permitir al aire de interponerse como para facilitar el rodamiento de los granos de nieve, las ceras para nieve de primavera no son lisadas.

5) *Roce sobre el hielo.* Lo estudiaremos más abajo.

6. 1. 4. *Propulsión con esquíes; ceras de fondo.* En su origen lejano en los países escandinavos, el ski era un modo de locomoción por terreno nevado horizontal o poco inclinado, y así sigue siendo para la gente de las aldeas escandinavas o alpinas, los militares, etc. Para la caminata por nieve virgen, se escogen esquíes más livianos y de puntas mayores que para la competencia sobre nieve apisonada. Para el ski de fondo, deporte atlético que consiste en correr 10, 18 ó 50 km en circuito cerrado, por huellas ya hechas, se emplea un esquí más pequeño: la presión sobre la nieve, cuando todo el peso del cuerpo carga un solo esquí, en vez de ser unos 4,5 a 5 kg/dm^2, sobrepasa los 6 kg/dm^2.

La propulsión es posible gracias al uso de una *cera de fondo* apropiada a la calidad de la nieve. Los dendritas se clavan en ella al afirmar el esquí, pero se tumban y no molestan al deslizarlo. En otros términos el coeficiente de roce estático es mucho mayor que el coeficiente de roce dinámico. En nieve fresca, estando el esquí bien encerado, la nieve queda pegada a la suela al levantarlo verticalmente, pero se desprende sin dificultad en cuanto el esquí empieza a deslizarse. Cuanto más fría es la nieve fresca, más finos y agudos son las dendritas, y más dura y lisa ha de ser la cera. Existe toda una gama de ceras según el tipo de nieve (tipos *mix, medium, klister*...).

En las nieves cordilleranas, muy variables según la altura, la exposición y la hora del día, y por pendientes fuertes, las ceras de fondo son imposibles de utilizar. Se fijan entonces *antideslizantes* debajo de los esquíes. Pueden ser de terciopelo especial (mejor para nieve granulosa) o de piel de lobo marino (mejor para nieve polvo). Los antideslizantes permiten subir de frente pendientes de hasta 30°, pero el frotamiento es importante y hay que sacarlos a la bajada.

6. 1. 5. *Deslizamiento de los patines.* Según experimentos de BELL, el roce del patín para hielo proviene ante todo de la deformación plástica del hielo y de las huellas que hace el patín a modo de buril, y sólo secundariamente de la fricción. Con un patín inclinado a 20°, sobre hielo a 0°C, encontró que había 0,27 g de hielo removidos al metro y sólo 0,04 g derretidos por fricción.

Esas huellas son necesarias para mantener el patín en su ruta. En el ski, de fondo, sobre nieve helada, se emplea una cera (tipo *skare*) con partículas duras que roen la superficie. Con el mismo propósito los patines de los trineos esquimales eran untados con barro.

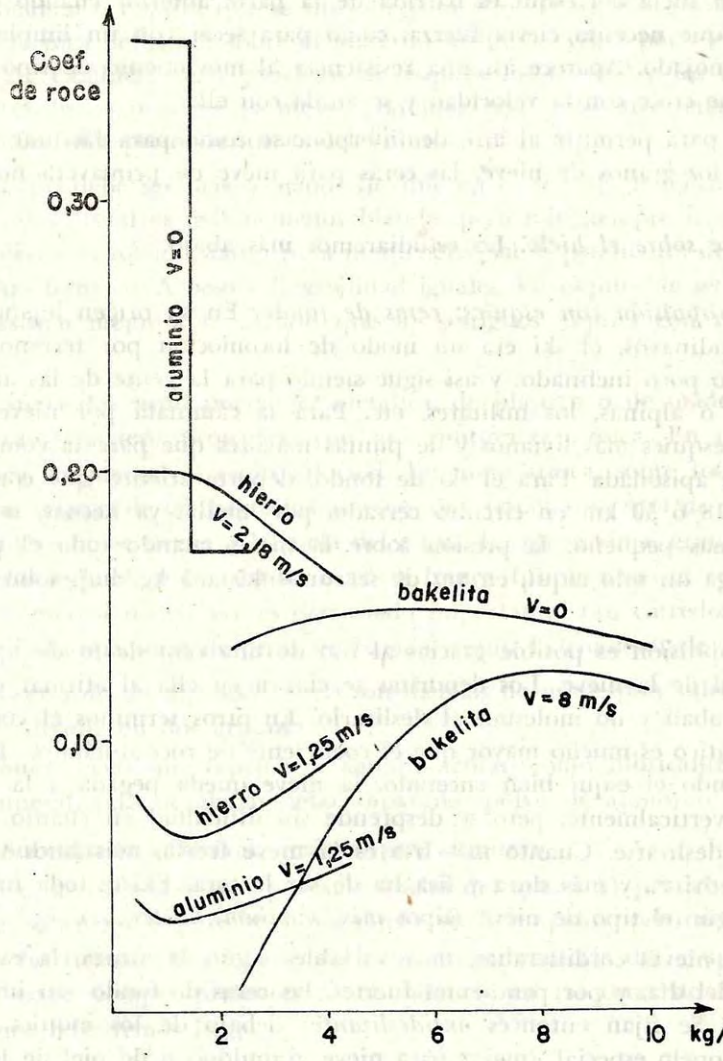


Fig. 18: Roce sobre el hielo de distintas substancias, según MORPHY, BUCHER y ROCH, MAC CÓNICA.

6. 1. 6. *Fricción sobre el hielo.* Con nieve seca, en el caso en que la dureza de la suela impida a las dendritas anclarse en ella, o con hielo liso seco, el coeficiente de fricción sigue siendo mucho mayor para el patín (o esquí) detenido que en movimiento. El coeficiente de fricción varía con la carga (presión del patín sobre el hielo), con la temperatura y con la velocidad. Los resultados son complejos y variados, según la materia considerada y la calidad de nieve. Damos ejemplos en la fig. 18.

Reynolds y más tarde Bowden han explicado el bajo valor del roce sobre el hielo por la existencia de una película líquida en los puntos de contacto (cuya área total es muy inferior al área del esquí o del patín). Se ha querido ver una prueba de ello en el hecho que los metales, buenos conductores del calor, son en general malos para el deslizamiento. Pero el magnesio (que absorbe superficialmente vapor de agua) y varias aleaciones suyas, constituyen excepciones a esta regla, al punto que hoy día el uso de esquíes metálicos va en incremento.

Savage ha demostrado que las propiedades lubricantes del grafito eran debidas al aire absorbido interpuesto, y que en el vacío perdía sus cualidades. Inspirándose en ello, Mac Conica supone que existe una delgada película de vapor de agua entre el hielo y el patín (informes mimeografiados mencionados en SIPRE Report 4, p. 14-22). El aumento del coeficiente de roce con la carga se debería a la eliminación de esta película de vapor. La disminución ulterior para muy fuertes cargas, al aumento de la evaporación que se vuelve preponderante para muy fuertes roces.

La disminución de los coeficientes de roce estático con cargas débiles, observada con los metales (fig. 18), nos hace suponer que en ese caso interviene otro factor: la plasticidad del hielo. Se sabe que la plasticidad interviene en el roce de metal contra metal, sin lubricante.

6. 2. *NOCIONES DE MECANICA DE LOS CUERPOS PLASTICOS*

6. 2. 1. *Tensiones.* Los flúidos perfectos (sin cohesión ni viscosidad) y los flúidos viscosos inmóviles pueden ejercer únicamente presiones perpendiculares sobre toda superficie que los limita. Se demuestra que en un punto dado la presión no depende de la orientación: es la *presión hidrostática* en ese punto (p), regida por la ley de Pascal. No es así con las substancias que tienen cierta cohesión, como los sólidos en el sentido usual de la palabra.

Un sólido puede ejercer presiones oblicuas, llamadas tensiones (inglés: *stresses*), sobre una superficie que lo limita. La tensión puede descomponerse en un componente perpendicular a la superficie, la *tensión normal,* y un componente tangencial, la *tensión de desgarramiento* o de *cizalle* (inglés *shear stress).* La tensión normal puede ser una *compresión (la contaremos entonces positivamente,* contrariamente a lo que hacen la mayoría de los autores, pues es el caso más común), o una *tracción,* que contaremos negativamente.

Imaginemos un corte en el sólido, según un plano perpendicular a ON. ¿Cuáles son las tensiones opuestas que ejercen la una sobre la otra las dos partes del sólido? En un punto dado dependen de la orientación de dicha sección. Se demuestra que existen siempre tres secciones perpendiculares entre

sí, para las cuales no hay tensión de desgarramiento. Son las *tensiones principales* σ_1, σ_2, σ_3. (Para todas las demostraciones, véase un tratado de elasticidad, o la obra de NADAI, 1950).

Supondremos que algebraicamente $\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_3$, y tomaremos las tres direcciones de las tensiones principales como ejes de coordenadas: OX, OY y OZ respectivamente. Una sección cualquiera será definida por el azimuto $\widehat{XOn} = \varphi$ (n siendo la proyección de N sobre el plano XOY), y por la distancia cenital $\widehat{ZON} = \psi$. La tensión normal σ y la tensión de desgarramiento τ pueden determinarse gráficamente con el *diagrama de* MOHR (fig. 19). Para construirlo se llevan σ en abscise, τ en ordenada. A las tres tensiones principales corresponden tres puntos A, B, C, del eje de los σ. Sobre el círculo de diámetro AB se coloca el punto I, tal que $\widehat{IBA} = \varphi$, y sobre el círculo de diámetro BC el punto J, tal que $\widehat{CBJ} = \psi$. El punto representativo de la tensión en la sección (φ, ψ) se halla a la intersección de dos círculos: el uno pasando por I y tangente en C al círculo de diámetro AC, el otro pasando por J y teniendo el medio M de AB como centro.

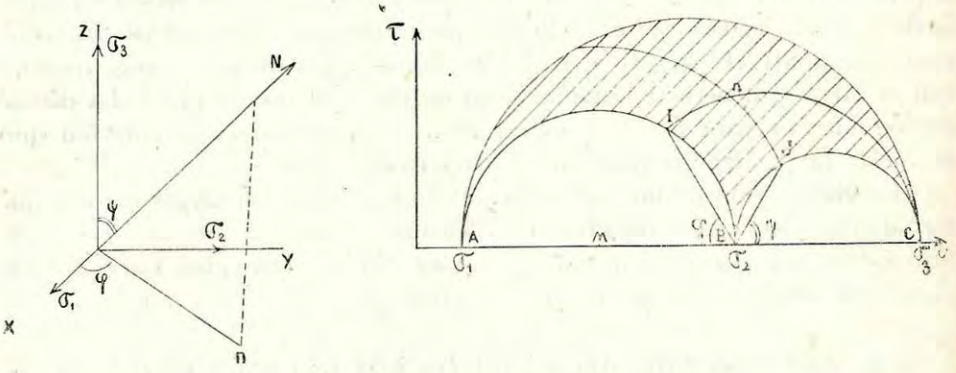


Fig. 19: Diagrama de MOHR.

Se ve que todas las tensiones en el punto O están representadas por los puntos del área hachurada. La tensión de desgarramiento es máxima para una sección paralela a OY ($\varphi = 0$), vale $\tau_m = (\sigma_3 - \sigma_1)/2$, y se acompaña de una tensión normal $\sigma_0 = (\sigma_3 + \sigma_1)/2$. La tensión de desgarramiento es nula sólo para las secciones principales, salvo cuando las tres tensiones principales son iguales (presión hidrostática pura). La tensión normal es nula para toda una familia de secciones, con tal que σ_1 y σ_3 sean de signos opuestos. Hay dos casos particulares interesantes:

a) *Compresión (o tracción) pura.* $\sigma_1 = \sigma_3 = 0$. En el diagrama de Mohr (fig. 20), A y B están confundidos, las tensiones no dependen de φ: existe una simetría de revolución alrededor de OZ. La tensión de desgarramiento máxima se produce para $\psi = 45^o$ y vale $\tau_m = \sigma_3/2$.

b) *Desgarramiento puro.* $\sigma_1 = -\sigma_3$ con $\sigma_2 = 0$. La tensión de desgarramiento es entonces máxima para $\psi' = 0$, $\psi = \pm 45^o$ (dos direcciones de secciones perpendiculares entre sí) y vale $\tau_m = \sigma_3$. (fig. 21).

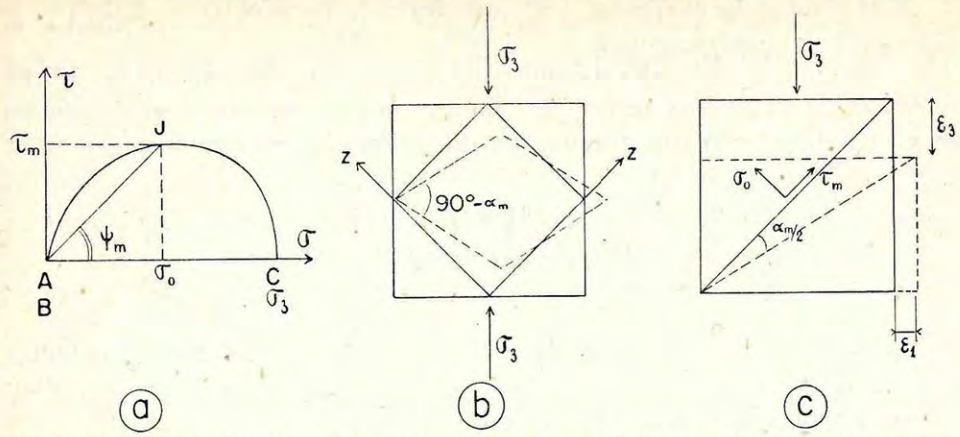


Fig. 20: Compresión pura: a) Diagrama de MOHR. b) Significado del ángulo de desgarramiento máximo a_m c) Relación entre la compresión y el desgarramiento máximo.

6. 2. 2. *Deformaciones.* Las tensiones producen deformaciones (inglés: *strains),* que pueden desaparecer con las tensiones (el cuerpo es entonces *elástico*) o ser permanentes. Consideremos un pequeño cubo dentro del cuerpo, de orientación cualquiera, y tomemos tres de sus aristas como nuevos ejes de coordenadas, Ox, Oy, Oz. Con la deformación este cubo se vuelve, en primera aproximación, un paralelepípedo. Las aristas están multiplicadas por $(1 + \epsilon_x)$, $(1 + \epsilon_y)$, $(1 + \varepsilon_z)$ respectivamente, y en vez de hacer ángulos de 90° con las caras respectivas, hacen ángulos de $(90° + a_x)$, $(90° + a_y)$, $(90° + a_z)$. ϵ_x ϵ_y ϵ_z, son llamados las *dilataciones* (inglés: *unit strains*), $\text{tg}\ a_x = \gamma_x$ $\text{tg}\ a_y = \gamma_z$, $\text{tg}\ a_z = \gamma_z$ los *desgarramientos* (inglés: *unit shears).*

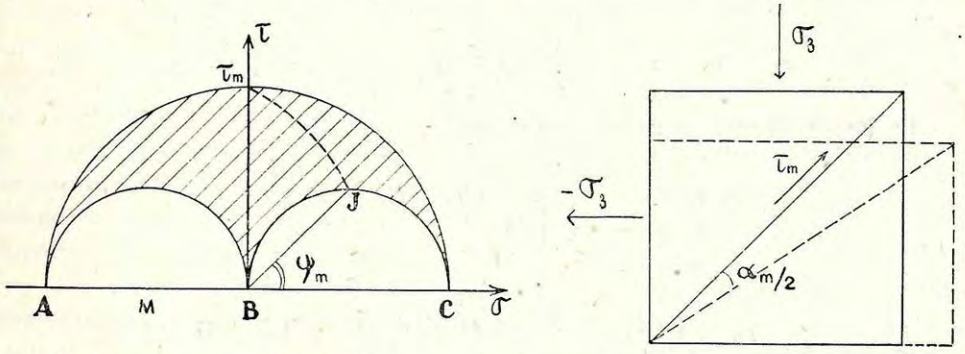


Fig. 21: Desgarramiento puro: a) Diagrama de MOHR. b) Cálculo del desgarramiento máximo.

Cuando el cuerpo es isotrópico y cuando las deformaciones son muy pequeñas (sean elásticas o permanentes) rige la ley de HOOKE:

$$\epsilon_x \cdot E = -\sigma_x + \nu (\sigma_y + \sigma_z)$$
$$\epsilon_y \cdot E = -\sigma_y + \nu (\sigma_z + \sigma_x)$$
$$\epsilon_z \cdot E = -\sigma_z + \nu (\sigma_x + \sigma_y)$$
$$\gamma_x \cdot G = \tau_x$$
$$\gamma_y \cdot G = \tau_y$$
$$\gamma_z \cdot G = \tau_z$$

E es el módulo de YOUNG, v el coeficiente de POISSON, $G = E/2(1+\nu)$ el módulo de desgarramiento.

Se ve que cuando el cubo inicial está orientado con sus aristas en las direcciones de tensiones principales, no hay desgarramiento, y se transforma en un paralelepípedo trirectángulo. La dilatación cúbica es entonces, en valor relativo:

$$\begin{aligned} \triangle v/v &= (1+\epsilon_1)\,(1+\epsilon_2)\,(1+\varepsilon_3) \cong \epsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 \\ &= -(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)\,(1-2\nu)/E \\ &= -\chi\, p \end{aligned}$$

$\chi = 3\,(1-2\,\nu)/E$, siendo el coeficiente de compresibilidad cúbica y $p = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$, siendo lo que llamaremos la *tensión octaedral*: es una generalización de la presión hidrostática.

a) En general los experimentos de laboratorio consisten en una *compresión (o tracción) pura*. La ley de HOOKE se escribe entonces:

$$\epsilon_3 = -\sigma_3/E \qquad \epsilon_1 = \epsilon_2 = -\nu \cdot \epsilon_3$$

La fig. 20 b, en la cual se ha representado la deformación de un cubo unidad, y la figura 20 c, nos demuestran que:

$$\gamma_m \cong \alpha_m \cong \epsilon_3 + \epsilon_1 = \epsilon_3\,(1+\nu)$$

Por otra parte, el diagrama de MOHR nos da $\tau_m = \sigma_3/2$, y podemos deducir la segunda ley de HOOKE: $\tau_m = \gamma_m \cdot G$.

b) Otro caso importante, realizado en el flujo de una capa de ancho indefinido, espesor constante, es la *sobreposición de una presión hidrostática a un desgarramiento puro:*

$$\sigma_1 = p - \tau_m \qquad \sigma_2 = p \qquad \sigma_3 = p + \tau_m$$

La ley de HOOKE se escribe entonces:

$$\begin{aligned} \epsilon_1 &= -(\chi\, p/3) + \tau_m\,(1+\nu)/E \\ \epsilon_2 &= -(\chi\, p/3) \\ \epsilon_3 &= -(\chi\, p/3) - \tau_m\,(1+\nu)/E \end{aligned}$$

$$\gamma_m = \epsilon_1 - \epsilon_3 = \tau_m \cdot 2\,(1+\nu)/E = T_m / G$$

Cuando las deformaciones son importantes, se puede analizarlas de una manera parecida a lo hecho con las tensiones (véase NADAI, 1950, cap. 12), pero la relación entre deformaciones y tensiones puede ser sumamente complicada.

6. 2. 3. *Deformaciones permanentes en los metales.* La deformación elástica, cuando es importante, puede no obedecer a la ley de HOOKE, es decir, dejar de ser proporcional a la tensión. Al suprimir la tensión queda entonces cierta deformación permanente, llamada también deformación plástica (fig. 22 a, relativa al cobre).

En ciertos casos, la deformación permanente puede aparecer bruscamente cuando las tensiones exceden cierto *límite elástico,* o *umbral de plasticidad* (inglés: *yield point*). Estas deformaciones permanentes han sido bien estudiadas en el caso de los metales.

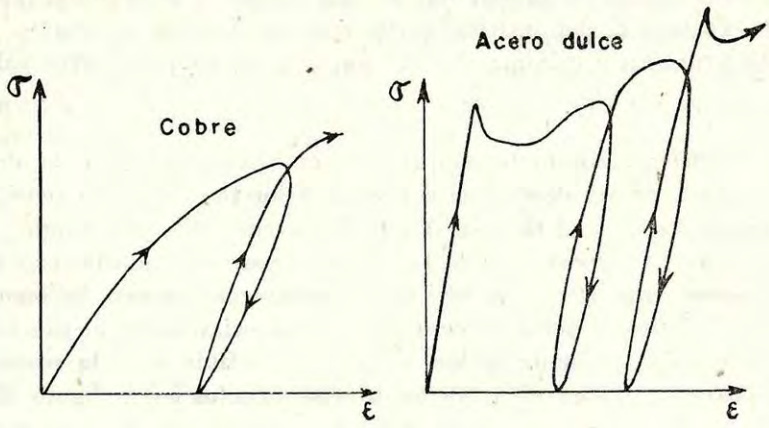


Fig. 22: Curvas deformación-tensión: a) Para el cobre. b) Para el acero dulce. (Según NADAI).

Un *monocristal metálico* se comporta como una serie de láminas sobrepuestas (de unos 200 Å de espesor en el caso del aluminio), que se deslizan las unas sobre las otras cuando hay deformación permanente. El plano de las láminas es un plano cristalográfico determinado. Cuando la temperatura absoluta es superior a cierto valor crítico (alrededor de 0,8 veces la temperatura absoluta de fusión) aparecen en los metales otros planos secundarios de deslizamiento.

En un *policristal metálico* deformado, ciertos cristalitos de orientación conveniente presentan esta deformación plástica, los otros no y se resquebrajan. Los cristalitos se mueven también un poco los unos con respecto a los otros. En ciertos aceros dulces en donde existe un esqueleto duro de cementita o perlita, éste se quiebra primero, lo que ablanda el acero: aumentando la deformación con una velocidad constante, la tensión, que iba creciendo rápidamente, disminuye entonces algo (hasta de 10%) para crecer luego lentamente (Fig. 22 b).

Los planos de deslizamiento en los cristales deformados son aproximadamente paralelos. En el metal aparecen láminas paralelas a esta dirección, en donde se concentra toda la deformación, el metal manteniéndose en estado de deformación elástica entre ellas. Estas *láminas plásticas* (inglés: *strain layers, flow layers*), aparecen a la superficie bajo forma de cintas paralelas (*líneas de* LÜDERS). La dirección de estas láminas es vecina de la dirección de máximo desgarramiento. Aumentando la tensión, las láminas plásticas ensanchan hasta cierto límite, y luego aparecen nuevas. A veces se llega a observar que la deformación procede por peldaños, cada peldaño correspondiendo a la aparición de una nueva lámina plástica.

Se admite que la deformación permanente de los metales empieza cuando la tensión de desgarramiento en los planos de deslizamiento llega a cierto

valor determinado, cualquiera que sea la tensión normal a esos planos. En un policristal existen planos de deslizamiento en más o menos todas las direcciones, y cuando unos cristales ceden, la tensión se concentra en los demás que ceden a su vez. Por consiguiente basta que se llegue a esta tensión de desgarramiento crítica, no importando en qué dirección se produce. Tal es el *criterio de* TRESCA: la deformación permanente se produce en cuanto la tensión de desgarramiento máxima, $T_m = (\sigma_3 - \sigma_1/2$, sunpera cierto valor crítico τ_c.

6. 2. 4. *Fluencia.* Cuando la temperatura es bastante elevada, la deformación permanente, en vez de detenerse a cierto valor función de la tensión, crece indefinidamente con el tiempo. A esto llamaremos *fluencia* (inglés: *creep;* francés: *fluage*). La importancia de la fluencia crece rápidamente con la temperatura (según una ley en $e^{-Q/RT}$ probablemente), como lo muestra la figura 23 a), relativa al acero dulce. Ciertas substancias, como el caucho y los plásticos artificiales (bakelita, nylon, etc.), pueden fluir ya a la temperatura ambiente. Diagramas para el nylon están representados en la figura 23 b).

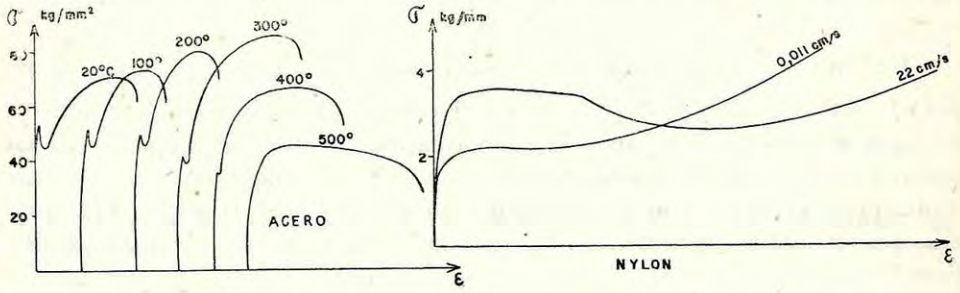


Fig. 23: Curvas deformación-tensión: a) Para el acero dulce a distintas temperaturas: aparición de la fluencia (según BACH y BAUMANN). b) Para el nylon con distintas velocidades de deformación (según MIKLOWITZ y NADAI).

Debido a la fluencia, las tensiones que aparecen en un cuerpo deformado, si se mantiene fija la deformación, disminuyen y desaparecen con el tiempo: es la *relajación* de las tensiones.

Existe otro tipo de fluencia que desaparece con el tiempo, o por lo menos se vuelve más y más lenta hasta ser imperceptible. (Nuestros experimentos, de duración forzosamente limitada, no permiten distinguir entre ambos casos). Es la *fluencia transitoria* (inglés: *transient creep, primary creep*). También se observa después de suprimir la tensión que produjo fluencia: es entonces lo que los anglosajones llaman *recovery*.

La fluencia transitoria puede manifestarse con temperaturas o tensiones mucho más bajas, para las cuales no hay fluencia permanente. Constituye entonces la *pereza elástica* (inglés: *elastic after-effect*; francés: *traînage élastique*). Consiste esa pereza en que sólo una parte de la deformación elástica se produce instantáneamente, y lo restante demora cierto tiempo en producirse. Lo mismo ocurre al disminuir o suprimir la tensión.

En los metales, a una temperatura suficiente, existen ambos tipos de fluen-

cia. Según ANDRADE la velocidad de fluencia $d\varepsilon/dt = \dot{\varepsilon}$ (el punto sobre una variable indica siempre su derivada con respecto al tiempo t) obedece a una ley:

$$\dot{\varepsilon} = \beta\, t^{-2/3} + K$$

El primer término (componente β de ANDRADE) constituye la fluencia transitoria. Se supone que es debida a un proceso de activación: el salto de una barrera de energía puede ocurrir fortuitamente con el tiempo, merced a la agitación térmica. Una teoría reciente de SMITH conduce a una expresión en la cual figura la temperatura absoluta T:

$$\dot{\varepsilon} = BT\ (1 - e^{-Ct})t^{-1} + K$$

B y C siendo dos constantes.

El segundo término, K, constituye la fluencia continua o permanente.

6. 2. 5. *Cuerpos plásticos y cuerpos viscosos.* Dos casos de fluencia son importantes, porque su sencillez facilita el estudio matemático:

a) *Límite elástico elevado, fluencia muy rápida* al sobrepasar este límite. Se dice que la substancia constituye un *plástico perfecto.* Tal es aproximadamente el caso para los plásticos sintéticos, y para los metales a temperaturas elevadas. Se extiende en general el criterio de TRESCA al caso de la fluencia plástica perfecta: la fluencia empieza cuando la tensión de desgarramiento máxima τ_m sobrepasa cierto valor crítico.

b) *Límite elástico despreciable, fluencia lenta.* Se dice que la substancia es viscosa. Los vidrios a temperaturas altas son viscosos. Bajando la temperatura no hay punto de solidificación neto: la viscosidad crece muchísimo, pero el vidrio sigue siendo viscoso. Solamente su fluencia es tan lenta que es inapreciable a la escala de una vida humana. Existen todos los grados de viscosidad, desde los líquidos más fluídos hasta las rocas constituyendo la corteza terrestre, cuya viscosidad ha sido medida merced al solevantamiento de Escandinavia después del último período glacial (hoy día, 10 000 años después que desaparecieron los hielos, sigue siendo de un centímetro al año).

Cuando la velocidad de fluencia es proporcional a la tensión (ley de NEWTON), se dice que la viscosidad es *perfecta* o *newtoniana.* Se tiene:

$$\dot{\gamma} = \tau/\eta$$

$\eta = G$ (coeficiente de viscosidad) vale aproximadamente 1 cgs para el aceite de ricino, 10^{16} cgs para el plomo, 2.10^{18} cgs para la sal gema, 10^{22} cgs para la corteza terrestre.

Cuando la viscosidad no obedece a la ley de NEWTON, se dice a veces que la substancia es *seudoviscosa* o *cuasiviscosa.* Tal es el caso para el hielo, pero sus propiedades difieren tanto de la viscosidad perfecta, que más parecido tiene, según veremos, con los plásticos perfectos. Por ello se habla comúnmente de la plasticidad del hielo. Hablar del coeficiente de viscosidad del hielo no tiene sentido $\eta = \tau/\dot{\gamma}$ varía de 10^{10} a 10^{14} cgs según el valor de τ.

Los tres casos: plasticidad perfecta, viscosidad perfecta y seudoviscosidad están representados en la Fig. 24, llevando $\dot{\gamma}$ en abscise y τ en ordenada.

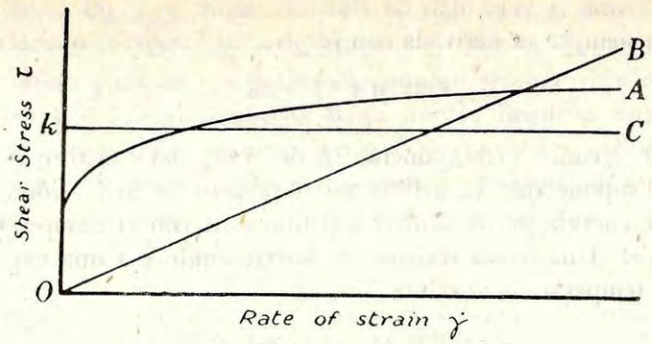


Fig. 24: Distintos casos de fluencia: tensión de desgarramiento τ en función de la velocidad de deformación $\dot{\gamma}$. A: seudoviscosidad o cuasiviscosidad del hielo. B: Viscosidad perfecta. C: Plasticidad perfecta. (Según NYE).

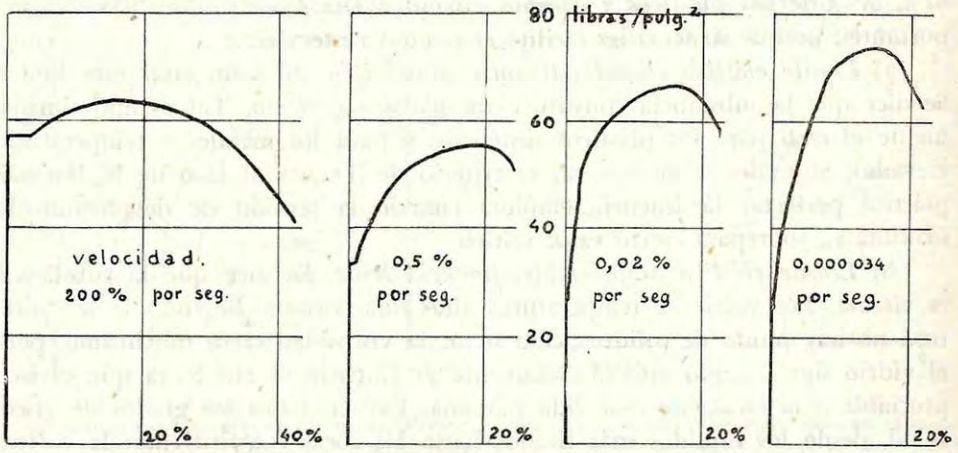


Fig. 25: Influencia de la velocidad de deformación sobre la curva deformación-tensión, en el acero dulce (según MANJOINE).

6. 2. 6. *Influencia de la velocidad de deformación sobre las propiedades plásticas.* La Fig. 25, dibujada según los resultados de MANJOINE muestran el aspecto distinto que tiene la curva deformación-tensión de un acero dulce según la velocidad de deformación. Para una deformación muy rápida, tenemos una deformación permanente sin fluencia. Para una deformación muy lenta, el límite elástico es mayor: hay una modificación cristalina debida a la extensión que tiene el tiempo de producirse (transformación llamada en inglés: *strain aging*; en francés: *écrouissage*). Pero, una vez superado este límite elástico mayor, el acero se extiende entonces casi como un plástico perfecto.

Sabemos que el hielo, durante una deformación muy lenta, puede recristalizar (§ 3. 4. 5.). Según veremos, esto en general resblandece el hielo, o más exactamente aumenta su velocidad de fluencia.

Puede ocurrir sencillamente que según la velocidad de deformación, la fluencia (ya sea transitoria o continua) pueda manifestarse o no. Con ciertos

plásticos del tipo silicone la fluencia introduce una importante deformación permanente aun cuando la deformación brusca inicial era elástica. Esas substancias son elásticas para tensiones muy breves (rebotan maravillosamente al ser lanzadas contra el suelo), pero, abandonadas cierto tiempo, fluyen bajo su propio peso. A una escala diferente, lo mismo ocurre con el hielo, que en los glaciares fluye bajo su propio peso, y sin embargo transmite elásticamente las ondas sísmicas.

6. 2. 7. *Límite de ruptura.* La ruptura puede hacerse por el medio de los cristales. En ese caso, dibujando todos los diagramas de MOHR correspondientes a todos los casos de ruptura posible, los círculos mayores (de diámetro $\sigma_3 - \sigma_1$) tienen una envolvente (Fig. 26). El punto de contacto con la envolvente nos da la orientación del plano de ruptura.

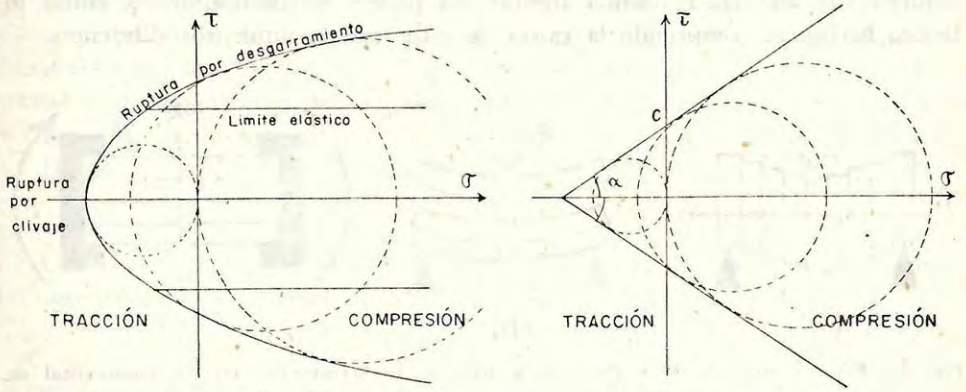


Fig. 26: Límite de ruptura, según la teoría de MOHR: a) Ruptura intracristalina. b) Ruptura por disyunción entre los granos.

En el caso de los metales, esta envolvente tiene una forma más o menos parabólica, con el eje de los σ como eje de simetría. La envolvente corta este eje perpendicularmente, para una tracción que corresponde a la ruptura por clivaje.

Cuando se alcanza la ruptura antes que haya aparecido una deformación permanente, se dice que el cuerpo es *frágil*. Si admitimos el criterio de TRESCA, la figura nos muestra que ningún cuerpo es frágil cuando está sometido a una presión hidrostática bastante fuerte. Tal es el caso de las rocas en el interior de la corteza terrestre.

La ruptura puede también hacerse a lo largo de los límites entre cristalitos. En ese caso se suele admitir la ley de COULOMB: la ecuación de la envolvente es (Fig. 26 b):

$$\pm \tau = C + \sigma \cdot \operatorname{tg}\alpha$$

$\operatorname{tg}\alpha$ es el coeficiente de frotamiento interno. Cuando se trata de una substancia sin cohesión (arena, nieve polvo ...) $C = 0$. En ese caso se demuestra que las vertientes constituídas por esta substancia pueden hacer a lo sumo un ángulo α con la horizontal.

6. 3. *DEFORMACION DEL HIELO*

6. 3. 1. *Elasticidad y deformación permanente del hielo monocristalino.* En el hielo existen planos de deslizamiento perpendiculares al eje óptico (planos (0001). Aunque estemos cerca de la temperatura de fusión no se han observado nunca planos secundarios como en los metales a altas temperaturas. Un célebre experimento de Mac CONNELL y KIDD efectuado en 1888 y completado recientemente por STEINEMANN (1954) lo demuestra. Si queremos incurvar un monocristal de hielo mediante una fuerza perpendicular al eje óptico, toma una deformación permanente (Fig. 27 a). Si ejercemos la fuerza en el sentido del eje óptico hay una flexión elástica, y finalmente ruptura (Fig. 27 b). Si en este último experimento el cristal está empotrado por sus dos extremidades, como lo hemos figurado en 27 c, el cristal se quiebra sin que se note antes deformación alguna. Haciendo figurar los planos de deslizamiento, como lo hemos hecho, se comprende la razón de estos comportamientos diferentes.

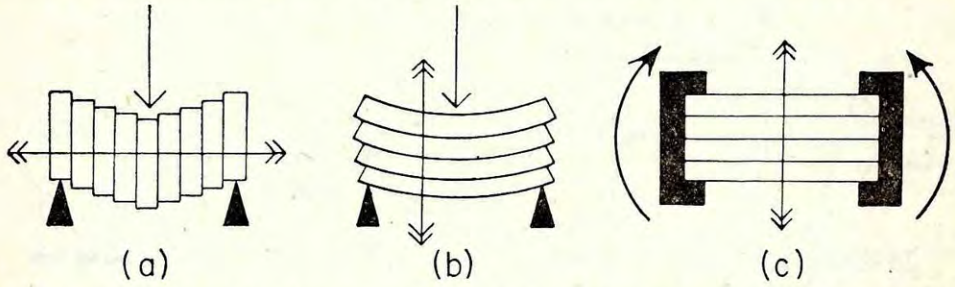


Fig. 27: Experimentos de MAC CONNELL y KIDD y de STEINEMANN en un monocristal de hielo. Véase texto § 6.3.1.

Según STEINEMANN las distancias entre planos de deslizamiento (que era de $0{,}2 \cdot 10^{-4}$ mm en el aluminio), es de 0,6 mm en el hielo.

La elasticidad del hielo sólo puede manifestarse pura en choques o vibraciones rápidas. Si, por ejemplo, se quiere medir su elasticidad por los métodos clásicos de extensión, flexión o torsión de una varilla, se encuentran valores incoherentes, mucho más bajos, y una fuerte anisotropía. BOYLE y SPROULE (1931) han medido el módulo de YOUNG por medio de vibraciones longitudinales en una varilla de hielo, encontrando los valores siguientes:

Valores de $E \cdot 10^{-10}$ en cgs

Dirección de la compresión	Temperatura en °C		
	−20	−26	−33
Eje óptico	9,12	9,67	9,75
A 45° del eje óptico	8,65	8,92	8,92
Perpendicular al eje óptico	9,13	9,61	9,70

No hay diferencia alguna para las vibraciones paralelas o perpendiculares al eje óptico. Los valores ligeramente inferiores obtenidos con vibraciones a 45°

se deben probablemente a que los deslizamientos plásticos pueden entonces intervenir un poco.

El coeficiente de POISSON del hielo es: $\nu = 0{,}36 \pm 0{,}02$.

6. 3. 2. *Fluencia del hielo monocristalino.* La deformación del hielo es bien conocida desde hace poco, gracias a los estudios de STEINEMANN (1954) y de GLEN (1955). Exceptuando los casos anteriormente señalados, el hielo monocristalino fluye indefinidamente bajo la menor carga. Es un cuerpo cuasiviscoso, conforme a nuestra definición anterior. Los resultados experimentales obedecen bastante bien a las leyes de fluencia del tipo $\dot{\gamma} = B\tau^n$, n siendo un exponente comprendido entre 1,5 y 4,2. En todo lo que sigue tomaremos el año como unidad de tiempo y el bar como unidad de tensión (1 bar $= 10^6$ cgs $\cong$ 1 kg/cm^2 $\cong$ 1 atmósfera).

El hielo monocristalino fluye más o menos según su orientación. STEINEMANN ha hecho experimentos en el caso más favorable, con el desgarramiento máximo en el plano (0001), entre 0,2 y 4 bares, a las temperatura de $-2{,}2$°C. La velocidad de desgarramiento es aproximadamente la misma para todas las direcciones de este plano.

Hasta que la deformación alcance 10 a 20% rige aproximadamente la ley:

$$\gamma = 60 \cdot \tau^{3,4} \qquad (0{,}2 < \tau < 4)$$

Cuando la deformación supera 10–20%, la deformación se vuelve más rápida, siguiendo aproximadamente la ley:

$$\gamma = 100 \cdot \tau^{1,5} \qquad (0{,}2 < \tau < 4)$$

El cristal se ha *ablandado,* y esta curiosa propiedad parece conservarse indefinidamente. Cuando las tensiones no son homogéneas, el hielo recristaliza localmente (véase 3. 4. 5.), y los pequeños cristales que aparecen son de nuevo duros.

6. 3. 3. *Leyes de la fluencia del hielo policristalino.* Dejaremos a un lado el caso particular en que existe una textura en el hielo, es decir en que los cristalitos tienen todos cierta orientación. La fluencia se asemeja entonces probablemente mucho a la de un monocristal. GLEN en sus experimentos verificó cuidadosamente que los ejes ópticos estaban distribuídos al azar.

En el hielo policristalino la fluencia transitoria, rápidamente atenuada en el caso del monocristal, se vuelve mucho más importante y molesta en los experimentos. En efecto en los glaciares es sólo la fluencia permanente que interviene, y es ella que se quiere medir. En los experimentos de laboratorio, al cabo de cierto tiempo, la curva de deformación en función del tiempo es prácticamente una recta. Pero la fluencia transitoria no es aún despreciable. Admitiendo la ley de ANDRADE para la fluencia transitoria, se puede mejorar el análisis en componente transitoria y componente permanente. Así GLEN encuentra, en compresiones a -0.02°C $\pm$ 0,02:

Fluencia mínima observada $\qquad \dot{\varepsilon} = 0{,}17 \cdot \sigma^{3,17}$

$\qquad\qquad\qquad\qquad\qquad\qquad\qquad\qquad\qquad\qquad (1 < \sigma < 10)$

Fluencia permanente $\qquad \dot{\varepsilon} = 0{,}017 \cdot \sigma^{4,2}$

En experimentos de compresión pura la tensión máxima de desgarramiento (que escribiremos en adelante sin índice) es $\tau = \sigma/2$, y el desgarramiento máximo correspondiente:

$$\gamma = \varepsilon\ (1 + \nu) = 1{,}36\ \varepsilon$$

La fluencia permanente obedece por consiguiente a la ley:

$$\dot{\gamma}/1{,}36 = 0{,}017 \cdot 2^{4{,}2} \cdot \tau^{4{,}2}$$
$$\dot{\gamma} = 0{,}42 \cdot \tau^{4{,}2} \qquad (0{,}5 < \tau < 5)$$

(GLEN considera el desgarramiento octaedral $\gamma_0 = (2\sqrt{2/3})\varepsilon$ y la tensión correspondiente $\tau_0 = (\sqrt{2/3})\ \sigma$, lo que le conduce a valores algo distintos).

Con tensiones inferiores, la deformación es tan lenta que no se han hecho aún experimentos de laboratorio. De las mediciones de deformación de túneles cavados en glaciares hechas por HAEFELI (1952) y otros, NYE deduce:

$$\dot{\gamma} = 0{,}18 \cdot \tau^{3{,}1} \qquad (0{,}2 < \tau < 1)$$

Por otra parte, las mediciones de velocidad en profundidad hechas en el Aletschfirn, que estudiaremos en el próximo capítulo, se ha deducido:

$$\dot{\gamma} = 0{,}18 \cdot \tau^{1{,}5} \qquad (0{,}2 < \tau < 1)$$

Estos valores se refieren a hielo a 0°C. La velocidad de fluencia disminuye con la temperatura. GLEN encuentra entre −1,5°C y −13°C una fluencia proporcional a $e^{-16.000\ T}$, T siendo la temperatura absoluta. Pero a −0,02 °C la fluencia observada es 5,4 veces mayor que la que se obtiene con esta ley.

6. 3. 4. *Mecanismo de la fluencia en el hielo policristalino.* Cuando los cristalitos están orientados al azar, son más o menos plásticos frente a una tensión dada. Por lo tanto la tensión existente en un cristalito no es homogénea (sus vecinos se deforman más o menos), y puede haber recristalización. Según los valores relativos de la velocidad de deformación y de la velocidad de recristalización, se puede tener una proporción más o menos grande de cristales blandos. Desafortunadamente no se ha medido aún la proporción de cristales blandos existentes en un glaciar. Es de suponer que en el Alestchfirn, en donde se encontró una ley en $\tau^{1{,}5}$, los cristales blandos predominen.

Por otra parte las tensiones se concentran en los cristales más duros. No se sabe si éstos se trizan, o si se mueven algo con respecto a los cristales más blandos.

Ciertos autores han supuesto que el hielo de un glaciar a 0°C se deformaba merced a una fusión parcial entre los cristalitos, un desplazamiento del agua de fusión, y una recongelación simultánea. (Si hay fusión, siempre empezará por los límites entre cristalitos, en donde los átomos no están bien ordenados, y en donde además puede haber un muy leve porcentaje de sales, puesto en evidencia por RENAUD mediante mediciones de resistividad eléctrica). Como ilustración de esta teoría de la *mesoplasticidad* del hielo a 0°C, se cita el clásico experimento de recongelación siguiente.

Si tratamos de cortar una barra de hielo (que por bañar en aire templado, está enteramente a 0°C), con un alambre de acero cargado a ambas extremidades, la barra se suelda a medida por encima del alambre. La explicación es la siguiente: la presión haciendo bajar el punto de fusión conforme a la conocida fórmula de CLAPEYRON (§ 1. 2. 1.), el hielo se derrite debajo del alambre. El frío producido por esta fusión atraviesa el alambre y congela el agua encima.

Apoyan la teoría de la mesoplasticidad del hielo: 1) Los experimentos de HAEFELI que hundía una bolita de acero en el hielo. La velocidad de penetración a una temperatura dada se vuelve muy rápida cuando se alcanza la presión fijada por la fórmula de CLAPEYRON. 2) El hecho que la plasticidad aumente notablemente cerca del punto de fusión.

Se oponen a la teoría de la mesoplasticidad del hielo a 0°C: 1) el experimento del alambre cargado no resulta con una barra de bismuto en su punto de fusión. El bismuto como el hielo se dilata al solidificarse y por consiguiente una presión hace bajar el punto de fusión. (Pero esto puede explicarse por la mayor conductibilidad térmica del bismuto). 2) Las formas intrincadas de los cristalitos y sus ángulos agudos parecen oponerse a un movimiento de los cristalitos unos con respecto a los otros. 3) GLEN encontró la misma influencia de la tensión (velocidad de deformación proporcional a $\sigma^{3,17}$) a $-1{,}5$°C y a 0°C.

El lector decidirá. Evidentemente hay aún demasiado pocas observaciones de valor. Todas las que se han hecho sobre el hielo de glaciar han de ser vueltas a hacer a la luz de los resultados obtenidos en el laboratorio.

6. 4. *ALUDES Y SU PREVENCION*

6. 4. 1. *Plasticidad y reptación de la nieve.* Al mismo tiempo que se apisona bajo su peso, la nieve se desliza a lo largo de la pendiente: es la *reptación.* La capa inferior se mueve mucho menos que las capas superiores. Para pendientes de 35° según INDERGAND y FIGILISTER, la razón de la velocidad de la base de la cubierta de nieve a la velocidad de la superficie es de 0,1 a 0,2 sobre las pendientes N-E (S-E en nuestro hemisferio), y 0,3 a 0,5 sobre las pendientes opuestas, en donde la fusión es más acentuada. Esto en general, pero en ciertos casos (nieve fresca húmeda sobre una base resbalosa de hierbas largas por ejemplo), toda la cubierta participa igualmente a la reptación. Si la pendiente es bastante fuerte, la cubierta de nieve llega entonces a veces a levantarse localmente formando plegamientos (HAEFELI, 1954).

Apisonamiento y reptación disminuyen y se anulan rápidamente con el tiempo. La transformación simultánea de la estructura de la nieve impide en general hacer mediciones con valor científico.

BADER y otros (1951) han construído un aparato que permite compresiones según los tres ejes de coordenadas. Se mide en particular las velocidades de dilatación relativa $\dot{\varepsilon}_z$ y $\dot{\varepsilon}_x$ bajo el efecto de una compresión σ_z.

$(-\dot{\varepsilon}_x/\dot{\varepsilon}_z)$, generalización del coeficiente de POISSON, es prácticamente constante, y sólo depende de la densidad, no del tipo de nieve. Crece de 0 al coefi-

ciente de Poisson del hielo (y no a 0,5 como lo admite Bader) cuando la densidad crece de 0 a la del hielo. Por otra parte se tiene sensiblemente:

$$\dot{\varepsilon}_z = K \cdot \sigma_z^{1,5}$$

Según Bucher (1948), K disminuye cuando aumentan la dimensión del grano o la densidad de la nieve o cuando disminuye la temperatura.

6. 4. 2. *Límite de ruptura de la cubierta de nieve.* Para la nieve, la envolvente de ruptura en el diagrama de Mohr, en vez de componerse de dos rectas conforme a la ley de Coulomb ($\pm \tau = C + \sigma \cdot tg\alpha$), pasa por un mínimo para cierta tensión (Fig. 28, dada por Haefeli, 1938): la presión rompe primero los puentes de hielo entre cristalitos. $\tau / \sigma = tg\alpha'$ representa el coeficiente de roce. α' es el ángulo máximo que puede tener la pendiente sin que la nieve se venga abajo.

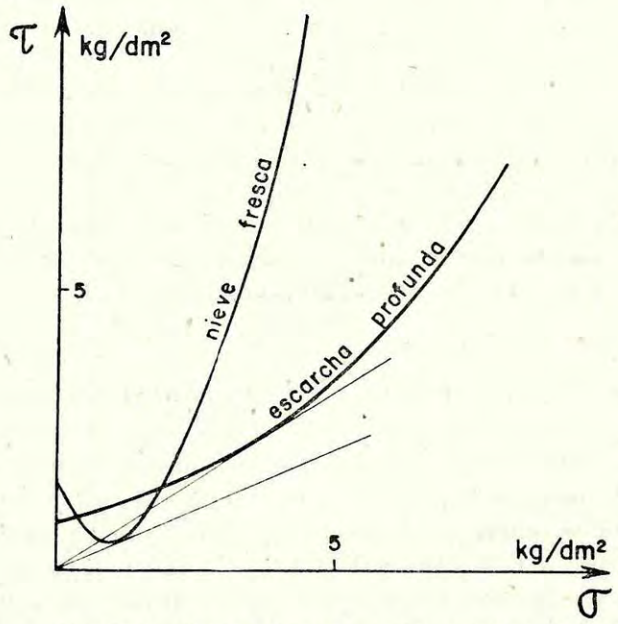


Fig. 28: Condiciones de ruptura de la cubierta de nieve, según Haefeli.

Cuando cae nieve fresca húmeda sobre una pendiente que hace un ángulo β con la horizontal, la presión que ejerce la cubierta de nieve va creciendo paulatinamente. Vemos en la figura 28 que α' disminuye desde 90°. Cuando $\alpha' = \beta$ toda la cubierta de nieve se viene abajo: se produce un alud. El valor mínimo que puede tener α' con nieve fresca es 23° para una presión de 1,5 kg/dm². Cuando la pendiente β es inferior a 23°, no puede haber alud de nieve fresca.

6. 4. 3. *Aludes de nieve fresca húmeda (rodados).* Se llama *alud* o *avalancha* (alemán: *Lawine*) una masa de nieve que se desprende de una montaña y crece de tamaño a medida que va bajando. Esta última condición es esencial y distingue los aludes de los desmoronamientos de seracs o de rocas.

Después de cierta trayectoria, el alud puede arrastrar consigo toda la cubierta de nieve (alud de fondo), o solamente deslizarse sobre una capa inferior de nieve dura y helada (alud superficial).

Hemos visto en qué condiciones una capa de nieve fresca puede venirse abajo. Las pendientes de acarreo cordilleranas hacen un ángulo β de 34° aproximadamente. De la Fig. 28 se deduce que el alud de nieve fresca se producirá sobre esas pendientes cuando la cubierta de nieve ejerce una presión normal a la pendiente de 0,9 kg/dm^2. Si la densidad es de 0,15 esto se produce para un espesor de 60 cm, medido perpendicularmente a la pendiente. Si la densidad es mayor, se produce antes.

En este cálculo hemos supuesto que la nieve descansaba sobre un suelo liso, lajas inclinadas o capa de nieve helada. Cuando se trata de un pedrero o de una pendiente cubierta por una vegetación resistente al peso de la nieve (matas espinosas, quila, monte bajo), la nieve está anclada en su parte inferior. Sólo hay que tener en cuenta las capas por encima de las mayores piedras o de la vegetación.

La nieve fresca al derrumbarse se apiña en bolas de nieve que ruedan por la pendiente y aumentan de tamaño, yendo la dimensión de la de un huevo a la de una sandía. De allí el nombre de *rodado* que se da en los Andes a los aludes, y que hay que reservar únicamente a este tipo de alud de nieve fresca.

El rodado produce estragos por su masa y por su inercia. Cuando penetra en un bosque, produce una hecatombe de árboles. Echa abajo las casas a la manera de un bulldozer. En la parte inferior de su trayectoria suele ser de fondo: entonces piedras y rocas se mezclan a las bolas de nieve.

6. 4. 4. *Aludes de nieve seca.* En los Alpes y sobre todo en los Himalaya son muy frecuentes los *aludes de nieve polvo.* Cuando cae nieve polvo seca, no puede en general mantenerse en las pendientes; pero puede tratarse de nieve que cayó ligeramente húmeda, sólo levemente consolidada por congelación. Cuando el tiempo ha permanecido muy frío, se forma escarcha profunda, liviana y sin cohesión en las capas profundas, según hemos visto en 3. 2. 2., la cual sirve de lubricante para las capas superiores.

Así nace el alud, que adquiere una fantástica velocidad (hasta 360 km/hora), arrastrando consigo una gran masa de aire. El alud de nieve polvo es peligroso por los efectos de soplo que produce, parecidos a los de una bomba: techos volados, muebles vaciados por las ventanas, etc. ¡El famoso cazador ALPINUS encontró una gamuza colgada por los cuernos en la cumbre de un árbol! En los Andes centrales sólo se producen aludes de nieve polvo en la muy alta Cordillera, no frecuentada en invierno. Se observan algunos en pleno invierno en las inmediaciones de Portillo. En Lo Valdés, el mismo día en que ocurrió el dramático rodado de julio de 1953, un poco más lejos, en la Yesera de Colina, un alud de nieve polvo voló un galpón.

Otro tipo de alud lo producen los tablones de nieve que el viento forma a sotavento (véase 3. 2. 5). Cuando bajo su propio peso, la caída de una roca o una cornisa, etc., el tablón se quiebra y se hunde, la parte superior puede deslizarse en bloques rígidos sobre la parte inferior. Este *alud de tablón de*

nieve puede producirse sobre pendientes muy débiles, inferiores a los 23° señalados para la nieve fresca. En la Cordillera Central no se han observado tales aludes. Los tablones de nieve parecen no poder desarrollarse mucho, probablemente porque el aire es demasiado seco.

Un alud puede cambiar de carácter con la altura, ser de tablón de nieve en una cuchilla, de nieve polvo más abajo, y de nieve húmeda más abajo aún.

6. 4. 5. *Aludes de primavera.* Un cuarto y último tipo de alud ocurre con nieve vieja en franca fusión, en general a la hora más calurosa de la tarde. A veces se trata de un desliz superficial, sobre una costra helada antigua; otras veces de un gran alud de fondo, que arrastra hacia el valle toda la nieve que queda de la temporada de precipitaciones. Estos aludes se producen todos los años por las mismas canaletas. La nieve muy rica en agua fluye lentamente: son los únicos aludes de los cuales un esquiador puede escapar huyendo. Por ello, y por ocurrir en lugares y a horas previsibles, raras veces los aludes de primavera producen daños. Pero son sus conos de deyección, de neviza compacta, que impiden el restablecimiento rápido del tránsito en las carreteras cordilleranas (por ejemplo el camino transandino).

En la Alta Cordillera de Santiago, la cubierta de nieve no se satura de agua en su parte inferior como en los Alpes, porque, siendo el aire más seco, el calor del aire y del sol se gasta en evaporación más bien que en fusión (véase 4. 1. 9). Debido a ello, se puede admitir que en la zona de formación de penitentes los aludes de primavera son desconocidos.

6. 4. 6. *Precauciones que tomar en zona de aludes.* Hay peligro de aludes: 1) en los dos días que sigue una fuerte nevazón, sobre todo si el tiempo permanece nublado y la temperatura sobre cero (rodados de nieve húmeda); 2) después de una nevazón con temporal de viento (aludes de tablón de nieve); 3) después de una temporada de grandes precipitaciones con tiempo muy frío, a gran altura (aludes de nieve polvo); 4) a baja altura, en los días muy calurosos de primavera, en medio de la tarde (aludes de primavera).

Por el contrario, un tiempo despejado, con grandes oscilaciones de temperatura entre día y noche, estabiliza rápidamente la nieve.

El alud tiene muchas veces a su origen la caída de una cornisa o de una roca. Los desprendimientos de rocas se producen en medio de la tarde (fusión del hielo que cementa la roca), o al ponerse el sol (dilataciones debidas a la recongelación): ésos son los dos momentos más peligrosos de día.

En todos los casos los aludes son más frecuentes en las pendientes fuertes de tierra, de piedra pequeña o de pasto. Las pendientes convexas son más peligrosas que las cóncavas, porque la zona superior no puede afirmarse sobre una zona inferior, más estable.

Si analizamos las circunstancias en que se produjo el rodado del 7 de julio de 1953 que sepultó a 23 personas cerca de Lo Valdés, encontramos todas las circunstancias desfavorables reunidas: fuerte nevazón, tiempo nublado sin frío, puesta del sol, pendiente de piedrecita suelta sobre lajas inclinadas en la parte superior, superficie helada de un antiguo rodado en la parte inferior, parte inferior con mayor pendiente, debido a la erosión del Río Volcán.

Cuando se está obligado en cruzar una zona peligrosa, hay que hacerlo lo más rápidamente posible, lo más alto posible, alejados los unos de los otros y no en grupo. Se aconseja pasar en silencio, tanto para oír el crujido inicial del alud y los gritos de prevención como, en ciertos casos, porque el estremecimiento del aire puede bastar a desprender el alud. Se aconseja a los esquiadores sacarse los esquíes, que cortan la cubierta de nieve. No compartimos esa opinión, pues yendo a pie se permanece mucho más tiempo en la zona peligrosa. Pero es bueno deshacer las correas de fijación para que los esquíes se suelten si uno está atrapado. Cuando el esquiador va subiendo con antideslizantes, es bueno que tome altura antes de la zona peligrosa, se saque los antideslizantes, y cruce de bajada, rápidamente.

En caso de accidente, hay que empezar las pesquisas: 1) en la periferia del cono de deyección; 2) delante de las rocas y árboles fijos que pueda haber en la pendiente; 3) en los banquillos y lugares de menor pendiente. Hay que empezar las pesquisas inmediatamente, sondeando con los bastones de esquí invertidos, cavando con un esquí a modo de pala, en vez de ir a buscar un socorro lejano.

6. 4. 7. *Lucha activa contra los aludes.* Llamaremos lucha activa las obras de ingeniería destinadas a evitar el desprendimiento de los aludes. Se trata de obras de retención: banquillos o terrazas, postes o pilares, murallas verticales, instaladas en las partes altas de las pendientes, en donde se originan los aludes.

La más sencilla de todas es el bosque, y la lucha contra los aludes entra en el cuadro general de la forestación. Pero hay lugares en donde la forestación es imposible. También cuando se han plantado árboles, esperando su crecimiento, hay que prever obras artificiales (que en ese caso pueden ser de bajo costo y vida limitada).

La presión que ejerce la nieve sobre una obra de retención proviene en parte de su peso, en parte de la reptación. Sobre una pendiente de 35°, para un espesor de la capa de nieve de 2,50 metros, se avalúa la fuerza hacia abajo, por metro perpendicular a la pendiente, a dos o tres toneladas. El peso ejerce fuerza sobre todo en la parte baja de la obra, la reptación sobre todo en la parte alta. Se puede admitir que en total las fuerzas se reparten uniformemente sobre toda la altura de la cubierta de nieve.

Hay interés en que las obras de retención sobrepasen la cubierta de nieve. Si, por razones de economía, no se puede elevarlas tanto, hay que evitar una altura uniforme, que facilitaría la creación de una superficie de desgarramiento en el seno de la cubierta de nieve. Las obras se hacen continuas, según curvas de nivel, o al tresbolillo. Las obras aisladas son sin valor, salvo en el caso de un tablón de nieve.

Cuando la capa de nieve es inferior a dos metros, se pueden utilizar obras de albañilería. Para más de dos metros de nieve se vuelven más económicas las obras de carpintería o las hileras de rieles verticales, empotrados en una base de concreto. Siempre estas obras, que sostienen la capa de nieve sin cortarla, son más eficaces. Además, por ser discontinuas dejan pasar el viento y la nieve no se amontona alrededor, como ocurre con las obras de albañilería.

6. 4. 8. *Protección pasiva contra los aludes.* Llamaremos protección pasiva las obras destinadas a detener o desviar en su curso un alud ya formado, a fin de proteger casas u otras instalaciones. Ninguna muralla humana de razonable costo puede detener un potente alud en el medio de su trayectoria. Sólo se pueden construir murallas transversales en la periferia del cono de deyección acostumbrado, para limitar un alud excepcionalmente grande. En los otros casos se construyen diques oblicuos, o cuñas, con la punta del lado del monte.

Cuando una carretera o ferrocarril ha de cruzar una canaleta barrida por los aludes, se construye una galería a modo de túnel, para que pasen por encima. En el ferrocarril transandino hay numerosas y muy largas galerías de este tipo. (Otras sirven a evitar el amontonamiento de la nieve sobre los rieles con el viento).

No hablaremos aquí de los servicios de previsión de los aludes, salvo para señalar que necesitan un numeroso personal técnico y un muy gran número de observadores benévolos. Sólo en Suiza se ha podido organizar un tal servicio. Su sede central es el Instituto Federal para el estudio de la nieve y los aludes, con sede en el Weissfluhjoch, cerca de Davos.

Capítulo VII

MOVIMIENTO DE LOS GLACIARES

7. 1. *MOVIMIENTO DEL GLACIAR DE VALLE: OBSERVACIONES*

7. 1. 1. *Velocidades superficiales: medición.* Las velocidades superficiales se miden poniendo hitos sobre el glaciar y determinando por triangulación su posición con respecto a una base fija establecida en la ribera. Los hitos pueden ser piedras pintadas, pero mejor son pértigas verticales, hincadas en el hielo. Al pie se cubre el hielo de arena para impedir la ablación. Sobre el Inlandsis se han utilizado balisas de 2 m de alto, en forma de tetraedro, por ser la más estable.

Buenas mediciones con teodolito permiten medir el movimiento al cabo de pocos días. Es conveniente entonces hacer las mediciones a las dos extremidades de la base fija siempre en el mismo orden, para eliminar el error que introduce el movimiento del glaciar mientras se va de una extremidad a la otra. Las variaciones de velocidad según la época del año introducen un error apreciable si se quiere deducir de ello la velocidad anual.

Veremos que en ciertos casos el glaciar presenta cintas anuales en su superficie. La distancia que las separa da entonces directamente la velocidad anual, y no sólo durante el año de la medición, sino también durante los años anteriores.

Lewis y Miller (1955) han obtenido buenas reproducciones del movimiento de un glaciar, con formación de grietas, a una escala reducida, mediante el uso de kaolin (arcilla blanca), más la mitad de su peso de agua.

7. 1. 2. *Velocidades superficiales: resultados.* Hemos demostrado que el caudal del glaciar, es decir, el área de una sección transversal multiplicada por la velocidad promedia en esa sección, era máxima en la línea de equilibrio (véase 5. 4. 3.). Como en general la acción va disminuyendo con la altura, las velocidades máximas del glaciar se hallan en general más abajo de la línea de equilibrio. Cuando el glaciar pasa por un lugar estrecho y de fuerte pendiente, es allí en donde se encuentran las mayores velocidades.

Por otra parte, las velocidades son máximas en el centro y disminuyen en los bordes, debido al roce de las márgenes. Lo demuestra la vieja observación hecha con una serie de estacas alineadas según una transversal al glaciar. Al cabo de un año la hilera ha tomado una convexidad hacia abajo. En la fig. 29 damos las velocidades superficiales observadas sobre el Hintereisferner (Alpes del Oetztal).

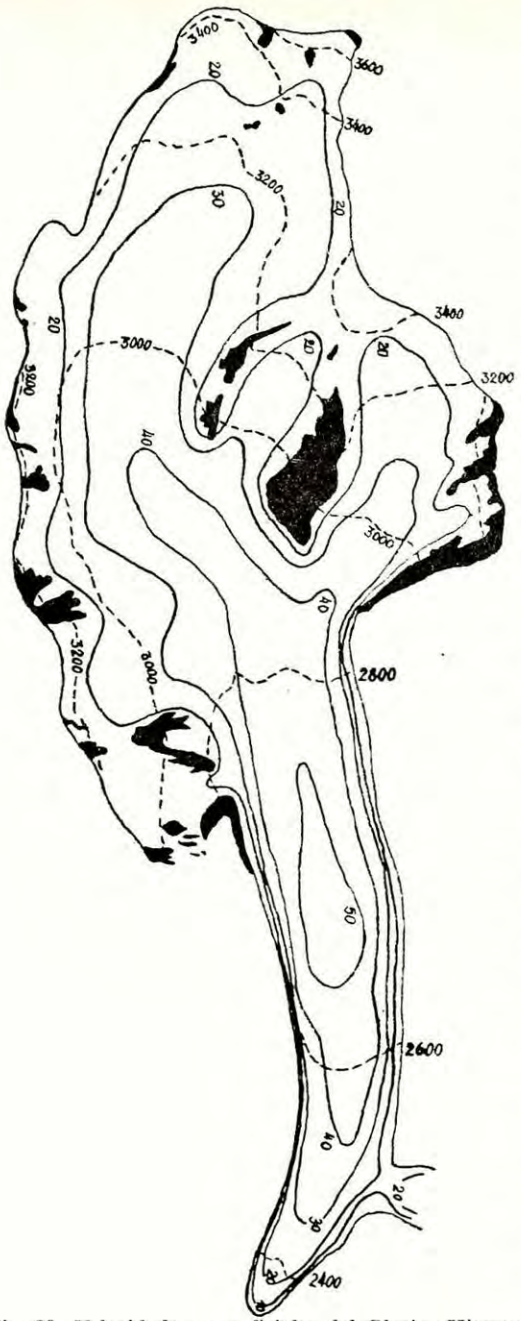


Fig. 29: Velocidades superficiales del Glaciar Hintereis (Alpes del Oetztal) en distintos puntos, en metros por año: curvas de igual velocidad o isotaquitas. También figuran las curvas de nivel cada 100 m. (según HESS).

Las velocidades máximas encontradas en los glaciares de valle fluctúan en general entre 10 y 100 m al año. Pueden ser mucho mayores en los grandes glaciares que provienen de un extenso campo de hielo o un inlandsis y que desembocan en el mar. Además, como en ese caso su parte baja flota sobre el agua, es en ella en donde la velocidad es mayor.

En los glaciares pedemontanos, cuya sección aumenta cuando disminuye la altura, las velocidades máximas se encuentran en las corrientes de hielo que los alimentan. Alcanzan 24 000 m/año en el Seward Glacier, un glaciar estrecho y de fuerte pendiente que alimenta el glaciar pedemontano Malaspina, vaciando en él los hielos de un extenso campo de hielo.

FINSTERWALDER (1937) observó en glaciares del Nanga Parbat (Himalaya occidental), glaciares cuya velocidad anual alcanza 1/6 a 2/3 del ancho del glaciar, que esta velocidad no varía de una manera gradual de una margen a la otra. Crece muy rápidamente en las márgenes, y luego se mantiene más o menos constante. Las irregularidades del lecho fragmentan el glaciar en grandes trozos que se mueven más o menos todos a la misma velocidad, con fluctuasciones individuales. BAUER (1955) encontró lo mismo en un glaciar rápido (3 m al día), emisario del Inlandsis de Groenlandia. Mediciones de precisión hechas a 24 horas de intervalo mostraron en este glaciar rápido una especie de turbulencia: las velocidades diurnas de puntos vecinos no son ni paralelas, ni de valor parecido. Sólo para un intervalo de varios días se encuentran velocidades promedias

análogas. Esta turbulencia está ligada al profundo agrietamento del glaciar. Sin embargo, TOLLNER la observó también en un glaciar no agrietado del Spitzberg. También ha sido observada en neveros por PFAFF y otros. Es, sin embargo, exagerar mucho hablar de un movimiento turbulento en el sentido de la hidrodinámica.

7. 1. 3. *Velocidades en profundidad.* Por principio no confiamos en las hipótesis que los geólogos hacen a menudo sobre el movimiento interno del glaciar, deducidas de la erosión glacial. Son demasiado inseguras, y el único procedimiento correcto es estudiar primero experimentalmente el movimiento del glaciar, y ver luego si este movimiento puede producir una erosión.

La componente horizontal de la velocidad en profundidad puede medirse por la variación de inclinación de un tubo vertical. Se hace una perforación térmica, se introduce un tubo de acero o de duraluminio de unos 5 cm de diámetro, y se mide su inclinación a cada profundidad por medio de un inclinómetro.

Mediciones de GERRARD, PERUTZ y otros en el Aletschfirn han mostrado que la velocidad disminuía regularmente y de más en más rápidamente con la profundidad. SHARP, en el glaciar pedemontano Malaspina, encontró una velocidad uniforme en los 100 primeros metros. La velocidad disminuye luego entre 100 y 300 m, profundidad máxima alcanzada (en ese punto el glaciar tiene 595 m de espesor). Pero hay tres capas de unos diez metros de espesor, en donde la velocidad sufre una aumentación local.

La dirección de la velocidad y sus tres componentes puede ser medida únicamente cuando se ha horadado un túnel en el glaciar. Cuando se alcanza el suelo de roca, se puede medir con un extensómetro el deslizamiento del glaciar sobre su lecho. En el glaciar del Mont Collon (o de Arolla, Alpes), en un lugar en donde la velocidad superficial es 53 m/año, el deslizamiento sobre el lecho es de 20% de este valor. El valor relativo máximo ha sido observado por MAC CALL (1952) en un muy pequeño glaciar de circo, sobre un lecho cóncavo de roca (fig. 30). La velocidad superficial era 2,4 m/año, y el deslizamiento 90%. El deslizamiento sobre el lecho produce las estrías glaciares, rocas aborregadas, etc., que estudiaremos en el próximo capítulo.

Cuando el lecho tiene una discontinuidad y forma un acantilado, el glaciar suele despegarse de su lecho, así como un chorro de agua se despega de una pared vertical.

7. 1. 4. *Componente vertical de la velocidad.* Las mediciones de velocidad superficial no tienen en cuenta la alimentación o la ablación. En realidad, un cristal de hielo, además de su velocidad paralela a la superficie del glaciar, se hunde en la zona de acumulación y emerge en la de ablación. Esta componente vertical de la velocidad es de varios metros al año, lo que es muy apreciable en las extremidades del glaciar. Si el frente del glaciar es inmóvil, es porque la velocidad de ablación es igual y opuesta a la velocidad del hielo.

Cerca del frente del glaciar se observan a menudo estratos de sedimentos o estratos de hielo sin burbujas de aire que emergen hacia adelante, formando un ángulo de 45° o más con la superficie. (Véase, por ejemplo, CLARK y LE-

WIS, 1951). Durante muchos años se atribuyó este levantamiento de la parte anterior de las capas a una velocidad menor en la superficie que en profundidad (teoría del *extrusion flow,* aún sostenida hoy día por algunos autores). En realidad es sólo la componente de la velocidad paralela al lecho, que es menor en la superficie. Pero la velocidad total es siempre mayor que en el fondo: solamente está dirigida fuertemente hacia arriba. No es por consiguiente tampoco lícito hablar de *rotación* del glaciar en un plano vertical, como lo hace LEWIS.

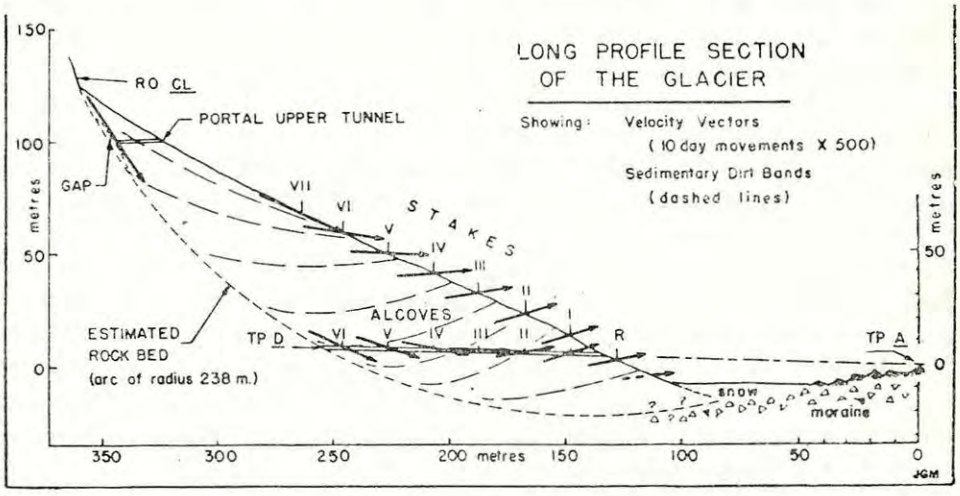


Fig. 30: Velocidades en el interior de un pequeño glaciar de circo, según mediciones de MAC CALL.

7. 1. 5. *Fluctuaciones en la velocidad.* La velocidad de un glaciar puede ser doble en una temporada del año que en otra. BLÜMCKE y FINSTERWALDER, en el Hintereisferner encontraron los siguientes valores de la velocidad estival relativa:

Altitud:	2405	2460	2600	2710	2840 m.
Velocidad estival / Velocidad anual:	1,337	1,173	0,89	0,773	0,693

(En este glaciar el límite del nevero se halla hacia los 3100 m).

La sobrecarga debida a la cubierta de nieve invernal es relativamente débil y no podría, además, explicar esta curiosa inversión del fenómeno entre el frente y el límite del nevero. Proponemos la explicación siguiente: en el frente la temperatura del hielo se vuelve negativa en invierno, pues la cubierta de nieve es insuficiente para protegerlo del frío imperante. Cerca del límite del nevero, la temperatura promedia del aire es siempre negativa, pero la cubierta de nieve invernal puede proteger el hielo del frío y es en verano cuando el hielo tiene una temperatura negativa. Hemos visto que el frío reducía la plasticidad del hielo en notables proporciones (unas diez veces entre 0° y −1,5°C). Posiblemente este efecto sea sólo superficial. Además, el frío impide la existen-

cia de arroyos subglaciales, que facilitan el deslizamiento sobre el lecho de roca.

Hay también fluctuaciones según la hora del día. BATTLE, en el Glaciar Fröya (Groenlandia nororiental) encontró una velocidad de 5 a 10% mayor a las 17 horas. Posiblemente se deba a la aparición de agua subglacial. Cuando el frente del glaciar acaba en un fiordo, la velocidad ha de ser mayor a marea alta, cuando flota una mayor parte del glaciar.

7. 1. 6. *Confluencia de glaciares.* Al juntarse dos glaciares de valle, sus hielos no se mezclan, como lo muestra la aparición de una *morena medial,* formada por la junción de las dos morenas laterales (las morenas, que estudiaremos en el capítulo 8, son masas de tierra y piedras que el glaciar toma a sus márgenes y arrastra consigo). En general las morenas laterales y mediales se prolongan en el seno del glaciar, separando las corrientes de hielo.

SHARP (1948) ha estudiado los distintos casos posibles sobre fotografías aéreas de los glaciares de Alaska. Cuando las dos corrientes de hielo tienen caudales semejantes y lechos a la misma altura, se juntan la una al lado de la otra (*corrientes yuxtapuestas*). Pero cuando una corriente de pequeño caudal llega lateralmente desde un valle que desemboca más alto (valle colgante), se sobrepone a la corriente principal. Con el tiempo el pequeño glaciar sobrepuesto puede insertarse dentro del grande, y las superficies quedar de nivel. Se reconocerá el glaciar inserto del glaciar yuxtapuesto cuando termina antes que los glaciares que le sirven de lecho. Su morena frontal suele entonces formar un ancho arco transversal a la superficie del glaciar. Tal es el caso sobre el Glaciar Guata (vertiente occidental del Monte San Valentín, en el hielo Patagónico Norte).

Otro caso interesante es el de un glaciar con varias corrientes yuxtapuestas que hace un codo. La corriente del lado convexo suele entonces ensancharse y sobreponerse a la corriente vecina. Esta última vuelve a parecer a la superficie más abajo, después del codo. Tal es lo que sucede en el glaciar Pared Norte, que alimenta el Río Ventisqueros (Hielo Patagónico Norte).

7. 2. *MOVIMIENTO DEL GLACIAR DE VALLE: TEORIA*

7. 2. 1. *Estática del glaciar: fuerza de roce promedia.* Supondremos con NYE (1951) que *el movimiento es laminar,* es decir que todas las velocidades son paralelas al lecho. Las tensiones en el seno del glaciar resultan entonces de la sobreposición de una presión hidrostática y de tensiones de desgarramiento paralelas al lecho, ligadas a la diferencia de velocidad entre las distintas capas. Toda otra tensión se relajaría con el tiempo. Consideraremos una tajada delgada, perpendicular a las velocidades y al lecho: sobre las secciones terminales actuará sólo la presión hidrostática. Vamos a calcular las componentes paralelas al lecho de todas las fuerzas que actúan encima.

Supondremos que en ese lugar el lecho es cilíndrico, pero de sección cualquiera, que su pendiente es β, y la de la superficie del glaciar α (fig. 31). α puede ser distinto de β, debido a la precipitación o la ablación. Tomaremos ox paralelo a las velocidades y de mismo sentido, oy horizontal, oz hacia arriba, como indicado en la figura.

El peso de la tajada de ancho dx es, siendo S el área de la sección y (G_0 . g) el peso específico del hielo: S . dx . G_0 . g. Su componente paralela al lecho es S . dx . G_0 . g . senβ.

Llamaremos p el perímetro de la sección, excluyendo la parte al aire libre. Si la fuerza de roce promedia es τ_0 por unidad de área, la fuerza de roce total, forzosamente opuesta al movimiento, es τ_0 . p . dx.

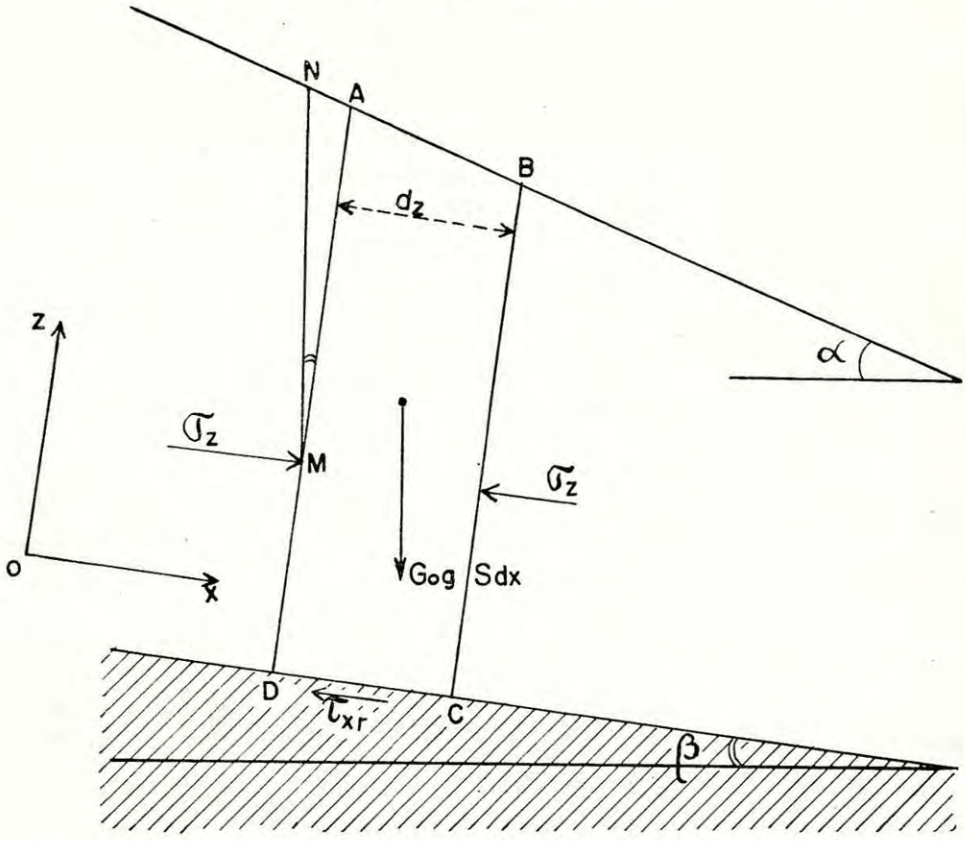


Fig. 31: Estática del glaciar: cálculo de la fuerza de roce promedia.

Hay que avaluar por fin las fuerzas de presión hidrostática. La presión atmosférica no interviene por bañar todo el conjunto: sólo interviene en las componentes perpendiculares al lecho. En un punto la presión hidrostática es G_0 . g . h, siendo h la distancia vertical al aire libre, que se calcula aplicando la relación de los senos al triángulo AMN (NYE la toma igual a MA). Haciendo el cálculo para las dos secciones, se encuentra en total una fuerza hacia abajo G_0 . g . S . dx . sen $(\alpha - \beta)/\cos\alpha$.

La velocidad del glaciar, siendo muy débil y más o menos uniforme en el tiempo, son despreciables las fuerzas de inercia. Las tres fuerzas paralelas al lecho que hemos calculado tienen, por consiguiente, que equilibrarse estáticamente, lo que conduce finalmente a la fórmula fundamental:

$$\tau_0 = G_0 \cdot g \cdot R \cdot \operatorname{tg}\alpha \cdot \cos\beta$$

$R = S/p$ es el *radio hidráulico* del glaciar. Para un glaciar muy ancho frente a su espesor máximo, cuando el lecho es regular, p es muy vecino del ancho del glaciar, y por consiguiente, R es igual al espesor promedio del glaciar a lo largo de la sección considerada (espesor contado perpendicularmente al lecho).

τ_0 ha de ser positivo. Por consiguiente, aunque haya una contrapendiente en el lecho ($\beta < 0$), no puede haberla en la superficie del glaciar.

Utilizando los valores recogidos por MERCANTON, NYE encuentra que la fuerza de roce promedia varía notablemente poco de un glaciar a otro y de una parte a otra del glaciar, aunque las pendientes y los espesores sean muy distintos: de 0,49 a 1,51 bares. Su interpretación es la siguiente: el deslizamiento es despreciable en todos los ejemplos examinados. La fuerza de roce que se mide entonces es la tensión de desgarramiento máxima, para la cual la fluencia se vuelve muy rápida (el umbral de plasticidad si asemejamos esquemáticamente el hielo a un plástico puro). Este umbral de plasticidad, además, no depende de la presión (NYE generaliza el criterio de TRESCA). Veremos que en el caso del Inlandsis de Groenlandia, esta fórmula conduce a $\tau_0 = 0{,}88$ bares. Como el Inlandsis está por debajo cero hasta en sus capas inferiores, hay que admitir que este umbral de plasticidad tampoco depende sensiblemente de la temperatura.

7. 2. 2. *Perfil teórico de un glaciar.* Suponiendo τ_0 constante, la ecuación establecida permite determinar el perfil de un glaciar ancho, cuyo lecho es regular y tiene una pendiente uniforme β.

Se tiene:

$$dz/dx = \operatorname{tg}\ (\beta - \alpha)$$
$$\tau_0/G_0 \,.\, g \,.\, \cos\beta = z \,.\, \operatorname{tg}\ \alpha$$

Hay que resolver la ecuación diferencial sencilla obtenida al eliminar α.

Expresaremos la solución con nuevos ejes de coordenadas: oZ vertical, oX horizontal y en sentido inverso al glaciar.

Cuando $\beta = O$, la solución es, llamando $\tau_0/G_0 \,.\, g = h_0$

$$Z = \sqrt{2\ h_0\ X}$$

El perfil del glaciar es una media parábola. En el caso del Inlandsis de Groenlandia, que descansa sobre un suelo más o menos horizontal y al nivel del mar, la mitad del ancho es vecina de 500 km, y el espesor vecino de 3000 m. Aplicando esta fórmula se encuentra $h_0 = 10$ m, y el valor de τ_0 ya señalado. En ningún punto el perfil observado difiere del perfil parabólico teórico por más de 80 m.

Cuando $\beta \neq O$, llamando $h_0/\text{sen}\ \beta \,.\, \cos\beta = h$, el autor ha encontrado las tres soluciones siguientes:

Perfil I:	$(\beta > \alpha)$	$X \,.\, \operatorname{tg}\beta = Z - h - h \,.\, e^{-z/h}$	(superficie cóncava)
Perfil II:	$(\beta = \alpha)$	$X \,.\, \operatorname{tg}\beta = Z - h$	(superficie plana)
Perfil III:	$(\beta < \alpha)$	$X \,.\, \operatorname{tg}\beta = Z - h + h \,.\, e^{-z/h}$	(superficie convexa)

Esta última solución pasa por el origen, y en su vecindad se reduce a la parábola $Z \cdot \cos \beta = \sqrt{2h_0 X}$.

El espesor del glaciar, $e = (Z - X \cdot \operatorname{tg} \beta) \cdot \cos \beta$ es superior, igual, o inferior a $h_0/\operatorname{sen} \beta$, según que la superficie del glaciar es cóncava, plana o convexa.

Un glaciar que descansa en totalidad sobre una pendiente uniforme es forzosamente convexo. Pero entonces las velocidades, siendo paralelas al lecho, emergen, lo que sólo puede ocurrir en la zona de ablación. Llegamos a la paradoja que no pueden formarse glaciares sobre una pendiente uniforme. O bien, nuestra hipótesis de velocidades paralelas al lecho es falsa, o bien nuestro glaciar no está en equilibrio y está aumentando de tamaño.

Notemos que es raro observar un glaciar sobre una pendiente uniforme. En general, la erosión glaciaria ha modificado la pendiente, aumentándola en la parte alta y disminuyéndola en la parte baja. Tenemos entonces el perfil I en la zona de alimentación, con fuerte pendiente, el perfil III en la zona de ablación, con pendiente débil, y el perfil II en la zona intermedia.

7. 2. 3. *Dinámica de glaciar de espesor y movimiento uniformes.* Consideremos un glaciar en la vecindad de la zona de equilibrio, con una pendiente y una sección uniformes. Las velocidades son entonces paralelas (rige el perfil II), y constante a lo largo de una trayectoria. El estudio dinámico, teniendo en cuenta la ley de fluencia del hielo, es fácil para dos secciones del lecho, que pueden ser considerados como dos casos extremos: rectángulo de ancho indefinido y semicírculo.

Glaciar de espesor uniforme y ancho indefinido. La velocidad U depende sólo de la distancia al lecho z. La velocidad de desgarramiento es $\dot{\gamma} = dU/dz$.

Hemos visto en el capítulo anterior que la ley de fluencia del hielo es $\dot{\gamma} = B\ \tau^n$, el exponente n valiendo de 1,5 a 4,2 : y B siendo una constante independiente de la presión, pero que depende de la temperatura. Aquí supondremos la temperatura constante en todo el glaciar.

La tensión de desgarramiento τ a la distancia z del lecho se calcula como la fuerza de roce sobre el lecho, tomando una tajada esta vez limitada a la cota z, en vez de ir hasta el fondo. Se encuentra e, siendo el espesor del glaciar:

$$\tau = G_0 \cdot g\ (e - z) \operatorname{sen} \beta = \tau_0\ (1 - \frac{z}{e})$$

La fuerza de desgarramiento está necesariamente dirigida hacia arriba. Por consiguiente, las velocidades aumentan yendo del lecho hacia la superficie (contrariamente a lo que pretende la teoría errónea del extrusion flow), según la ley:

$$dU/dz = B\ \tau_0{}^n (1 - \frac{z}{e})^n$$

ecuación diferencial cuya solución es, siendo U_1 la velocidad superficial del glaciar:

$$U = U_1 - B\ \tau_0{}^n\ (1 - \frac{z}{e})^{n+1} \cdot e / (n+1)$$

El deslizamiento del glaciar sobre su lecho es:

$$U_0 = U_1 - B\ \tau_0{}^n . e/(n+1)$$

Llamaremos U_d la diferencia de velocidades entre la superficie y el lecho, debido a la deformación del hielo:

$$U_d = U_1 - U_0 = \beta \ \tau_0^{\,n} \cdot e/(n+1)$$

El caudal del glaciar es, siendo $S = eL$ el área (muy grande) de la sección:

$$\Phi_m = \int_0^e UL\,dz$$

Se encuentra haciendo el cálculo:

$$\phi_m/S = \bar{U} = U_1 - U_d / (n + 2) = U_0 + U_d (n + 1)/(n + 2)$$

Glaciar de sección semicircular. Los mediocilindros coaxiales paralelos al lecho son superficies de igual velocidad (isotaquitas) y de igual desgarramiento. Si r es el radio de una:

$$U = U_1 - U_d (r/e)^{n+1}$$

U_d teniendo la misma expresión que anteriormente. El caudal es dado por la fórmula:

$$\phi_m/S = U_1 - 2\,U_d / (n + 3) = U_0 + U_d (n + 1) / (n + 3)$$

7. 2. 4. *Discusión de los resultados anteriores.* Hemos encontrado la siguiente expresión del caudal del glaciar:

$$\phi_m = S \cdot U_0 + S \cdot m \cdot U_d$$

Según el valor de n y la forma del lecho, m varía entre 0,56 y 0,84.

Si suponemos τ_0 fijo, igual a 1 bar por ejemplo, la velocidad diferencial U_d es proporcional al espesor del glaciar. Este espesor queda determinado por la pendiente del lecho: $e = h_0/\text{sen}\ \beta$. El área S de la sección es función de la forma del lecho y del espesor del glaciar, a su vez función de la pendiente. Finalmente en la expresión del caudal el segundo término $S \cdot m \cdot U_d$ está perfectamente determinado por la pendiente y la forma del lecho.

Por otra parte el caudal del glaciar está determinado por el balance precipitación — ablación en la zona de alimentación más arriba. Cuando el caudal es superior a $S \cdot m \cdot U_d$ el glaciar resbala sobre su lecho. El resbalamiento debe ser preponderante en los glaciares rápidos estudiados por FINSTERWALDER.

Cuando el caudal es inferior a $S \cdot m \cdot U_d$ nuestro cálculo deja de ser válido. Las velocidades dejan entonces de ser paralelas entre sí: se acercan del lecho en la zona de alimentación y se alejan en la zona de ablación. Tal es el caso en los glaciares lentos como el pequeño glaciar de circo estudiado por Mac CALL (véase 7. 1. 4.)

7. 2. 5. *Dinámica del glaciar de espesor y pendiente uniformes con movimiento acelerado.* No se sabe tratar matemáticamente el caso general, cuando las trayectorias del hielo no son paralelas al lecho, y cuando la velocidad crece o disminuye a la largo de una trayectoria. NYE (1951) ha tratado ciertos casos considerando el hielo como un cuerpo plástico perfecto en vez de cuasiviscoso, es decir, suponiendo que no hay deformación mientras la tensión de desga-

rramiento es inferior a τ_0, y una velocidad de desgarramiento cualquiera en cuanto la tensión alcanza ese valor. Los resultados obtenidos son mucho más interesantes y vecinos de la realidad que si se considerase el hielo como un cuerpo viscoso perfecto.

En el caso de una pendiente y un espesor del hielo uniformes se puede entonces aplicar un estudio hecho por PRANDT, para una lámina plástica comprimida o extendida entre dos planos rígidos (NADAI, p. 533 y sig.). Basta considerar la mitad inferior de la lámina, y añadir a las tensiones la presión hidrostática.

La ecuación de plasticidad es, σ_x, σ_y, σ_z siendo las tensiones normales:

$$\left(\frac{\sigma_z - \sigma_x}{2}\right)^2 + \tau^2 = \tau_o^2$$

Por otra parte tenemos siempre:

$$\tau = \tau_0 \ (1 - \frac{z}{e}) \qquad \text{con:} \qquad \tau_0 = G_0 \ . \ g \ . \ e \ . \ \text{sen} \ \beta$$

σ_z es igual a la presión hidrostática. Siendo H la presión atmosférica:

$$\sigma_z = \sigma_y = H + (e-z) \ G_0 \ . \ g/\cos \beta$$

$$= H + (1 - \frac{z}{e}) \ \tau_0/\text{sen} \ \beta \cos \beta$$

Hay dos casos posibles, según que F_x es superior o inferior a este valor (fig. 32).

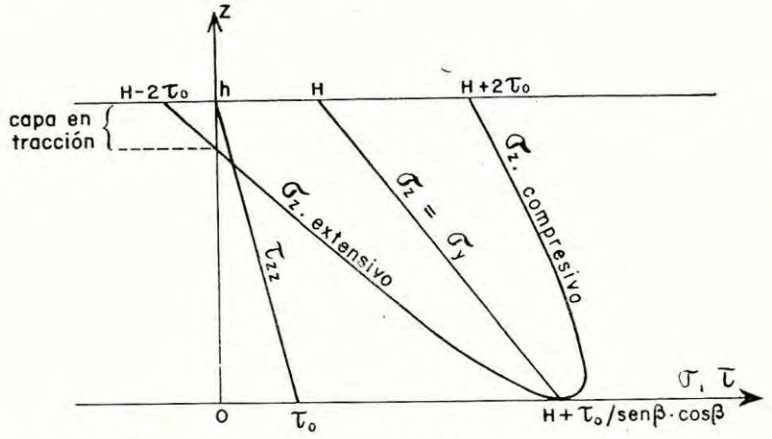


Fig. 32: Dinámica del glaciar, suponiendo la plasticidad ideal. Tensiones normales σ y tensión de desgarramiento τ a distintas profundidades, en la teoría de NYE.
(*Erratum*: léase σ_x extensivo y σ_x compresivo.)

1) $\sigma_x < \sigma_z$: *movimiento extensivo*. Esta solución es válida en la zona de acumulación (a –P negativo; véase 5. 4).

$$\sigma_x = \sigma_z - 2\tau_o \sqrt{2(z/e) - (z/e)^2}$$

En particular en la superficie $\sigma_x = H - 2 \ \tau_0$, negativo. Las capas superiores del glaciar están en estado de tracción longitudinal.

No tendremos en cuenta el apisonamiento de la nieve en las capas superiores del glaciar. Las componentes de la velocidad son entonces, siendo

(a–P)/G = V la componente vertical en la superficie (aquí negativa, es decir dirigida hacia abajo, porque estamos en la zona de acumulación):

$$U_z = V \cdot z/e$$
$$U_x = U_0 - V\,[(x/e) + 2\sqrt{2\,(z/e) - (z/e)^2}]$$

El hecho que el balance P – a sea positivo hace que la velocidad superficial tenga una aceleración $dU_x/dx = -V/e$ positiva, lo que provoca el estado de tracción. Además un punto de la superficie se inmerge según un ángulo con la superficie de : arco tg (1/2) = 26° 34' a lo sumo.

2) $\sigma_x > \sigma_z$: *movimiento compresivo.* Esta solución es válida en la zona de ablación (a–P, y por consiguiente V positivos).

$$\sigma_x = \sigma_z + 2\,\tau_0\sqrt{2\,(z/e) - (z/e)^2}$$

El glaciar está enteramente en estado de compresión longitudinal.

$$U_z = V \cdot z/e \qquad \text{(positiva).}$$
$$U_x = U_0 + V\,[-(x/e) + 2\sqrt{2\,(z/e) - (z/e)^2}]$$

El balance negativo provoca una aceleración longitudinal negativa ($dU_x/dx = -V/e$) lo que causa el estado de compresión. Los puntos de la superficie emergen, haciendo un ángulo con la superficie que, cuando no hay resbalamiento sobre el lecho, es superior a 26° 34'.

7. 2. 6. *Pendiente variable.* Cuando la pendiente del lecho es débil y varía lentamente, Nye supone que el espesor del glaciar obedece siempre a la ley $e = h_0/\text{sen}\,\beta$, o sea: $de/dx = -(e/\text{tg}\,\beta)\,(d\beta/dx)$.

El caudal del glaciar es, si designamos por $\overline{U}_x$ el valor promedio de U_x entre el lecho y la superficie:

$$\phi = G \cdot \overline{U}_x \cdot L \cdot e$$

Como en el cálculo anterior, despreciamos las variaciones de densidad con el tiempo. Tomando la derivada logarítmica:

$$d\phi/dx \cdot \phi = (d\overline{U}_x/dx \cdot \overline{U}_x) + (de/dx \cdot e)$$

La variación del caudal depende del balance precipitación – ablación:

$$d\,\phi = (P-a)\,L \cdot dx = -(V/G)\,L \cdot dx$$

Llevando este valor y el de de/dx en la derivada logarítmica se encuentra la relación:

$$d\overline{U}_x/dx = -(V/e) + \overline{U}_x \cdot \text{cotg}\beta\,(d\beta/dx)$$

Nye admite que en las fórmulas del párrafo anterior basta reemplazar V por $V - e \cdot \overline{U}_x \cdot \text{cotg}\beta \cdot (d\beta/dx)$. Por consiguiente una convexidad del lecho ($d\beta/dx > 0$) tiene mismo efecto sobre las tensiones que un balance

P—a positivo: produce un movimiento extensivo. Una concavidad del lecho produce por el contrario un movimiento compresivo. Esto era de prever; pero lo interesante del cálculo de NYE es que permite hacer una comparación cuantitativa de los dos factores: balance y curvatura del lecho.

Cuando la pendiente es fuerte o varía rápidamente, la hipótesis de NYE ($e = h_0/$ sen β) no es válida: se pueden tener los perfiles I o III en vez del perfil II. Pero este cálculo nos da una idea cualitativa de lo que ocurre.

7. 3. *GRIETAS Y SUPERFICIES DE DESGARRAMIENTO*

7. 3. 1. *Hojas azules.* En la neviza vieja y el hielo se suelen observar capas delgadas de hielo transparente, que no son ni estratos provenientes de una antigua costra de sol (véase 3. 3. 4, y 3. 5. 1.), ni vetas de hielo formadas por congelación del agua que llena una grieta. Son las llamadas *hojas azules* (alemán: *blaublätter,* inglés: *blue bands).*

Estas hojas azules siguen más o menos la dirección de máximo desgarramiento, y, como lo ha observado SELIGMAN (1941), una parte importante de la deformación del hielo se concentra en ellas. Ambos lados de la hoja se deforman poco, pero resbalan notablemente entre sí, merced a un importante desgarramiento en la hoja. En la hoja azul, el hielo ha cristalizado totalmente con sus ejes ópticos perpendiculares a la dirección de la hoja, orientación que facilita los deslizamientos plásticos. Las burbujas de aire o han desaparecido totalmente, o se han unido en unas cuantas burbujas grandes, laminadas por el desgarramiento y muy delgadas, que por ser planas resultan invisibles.

En dos circunstancias se producen abundantes hojas azules: en los estrechamientos del glaciar, y al pie de una pendiente abrupta. Pero las hojas azules perduran y pueden observarse mucho más abajo de donde nacieron, teniendo entonces una orientación sin relación con las tensiones en ese lugar.

En los estrechamientos del valle o cuando confluyen dos glaciares, las márgenes se oponen al avance del glaciar y producen una fuerte compresión, dirigida a 45° del eje del valle y hacia arriba. Los planos de mayor desgarramiento, que coinciden con las hojas azules, son verticales y paralelos a las márgenes, haciendo un ángulo de 45° con la compresión máxima. En este caso, como este estado de tensión se mantiene largo tiempo, las hojas azules crecen, se ensanchan y se multiplican. Finalmente, el hielo aparece listado con una serie de hojas paralelas, alternadamente "azules" y blancas, de unos cm a unos dm de espesor cada una. La ablación siendo distinta para los dos tipos de hielo, la superficie del glaciar aparece estriada por surcos paralelos, a modo de rieles (*Plugfurchen* o *Wagengeleise,* de los autores alemanes).

Se ha hablado, a propósito de esta laminación del glaciar, de *foliación,* asemejándola a la esquistosidad de las rocas. Pero la esquistosidad de las rocas es perpendicular a la dirección de compresión máxima, y no a 45° de ella (una discusión de este punto hallará el lector en GOGUEL, 1945). En realidad las hojas azules son análogas, a una escala un millar de veces mayor, a las láminas plásticas observadas en los metales (§ 6. 2. 3.).

7. 3. 2. *Ojivas y grietas de desgarramiento.* Al pie de una pendiente abrupta, en la parte cóncava, así como en el frente del glaciar, lugares en donde el

movimiento es fuertemente compresivo, las hojas azules son transversales al glaciar. Hacen un ángulo de 45° con la superficie y emergen en el sentido del movimiento. (Véase por ejemplo, nuestra foto 72).

En el caso de un glaciar muy ancho, la asimilación del hielo a un plástico perfecto hecha por NYE permite prever la forma de las superficies de mayor desgarramiento. Son cilindros de generatrices paralelas a Oy, cuyas secciones en el plano xOz son cicloides, como representadas en la figura 33 b. En realidad existen dos familias ortogonales de cicloides, pero sólo la que tiene la disposición descrita puede dar lugar a desgarramiento: la presencia del lecho lo impide a la otra. Notemos que también podrían formarse hojas azules en las zonas de movimiento extensivo (fig. 33 a), pero el agrietamente que se produce entonces disminuye las tensiones.

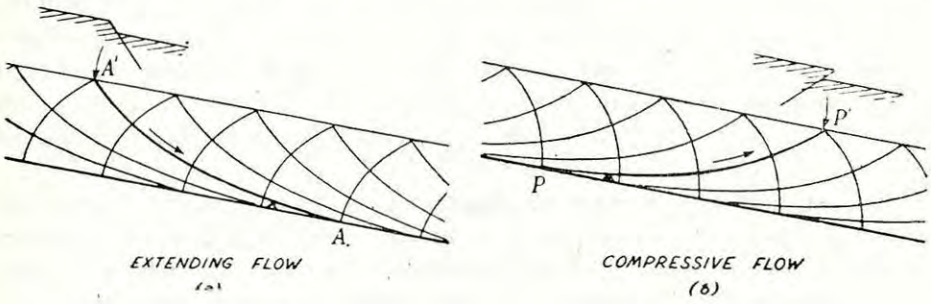


Fig. 33: (J. Glac. Nº 12, p. 88, fig. 7).

Superficies de mayor desgarramiento en un glaciar, suponiendo la plasticidad ideal: a) Movimiento extensivo. b) Movimiento compresivo. (según NYE).

Las tensiones introducidas por las márgenes y el movimiento del glaciar, más rápido en el centro, incurvan las hojas azules. En vez de aparecer a la superficie del glaciar según una recta transversal, forman un arco, con la concavidad hacia arriba. A ello se ha llamado *ojivas estructurales*. No hay que confundirlas con los estratos de hielo puro, provenientes de la estratificación del nevero, que emergen en la zona de ablación (véase 7. 1. 4.), según un ángulo variable, y que llamaremos *ojivas sedimentarias* (a veces se las ha calificado de Alaskianas, aunque no sean características de los glaciares de Alaska). El aspecto es casi idéntico, y en general resulta difícil distinguirlas, cuanto más que un estrato de hielo sedimentario puede convertirse, si tiene la disposición requerida, en una lámina plástica.

En vez de formarse una hoja azul, si la tensión de desgarramiento aparece bruscamente, puede haber el análogo de una falla geológica: es una *grieta de desgarramiento* (alemán: *Scherriss;* inglés: *shear crack*). El rechazo puede alcanzar varios decímetros. La grieta de desgarramiento puede acompañarse de la formación de una "brecha de falla", hielo despedazado y conglomerado después. La distinción es difícil entre grietas de desgarramiento con brecha de falla (u ojivas estructurales) y ojivas sedimentarias, pero en algunos casos se pueden observar ambas, cortándose según un ángulo agudo (VON KLEBELSBERG, 1949, p. 63; MEIER, RIGSBY y SHARP, 1954).

La distinción es muy importante, por cuanto muchas veces existe material morénico en las ojivas. Muchos autores han supuesto, sin pruebas contundentes (salvo en el caso de un casquete de hielo frío: WARD, 1952), que se trata de ojivas estructurales y que el material ha sido arrancado al lecho merced al desgarramiento. Ven en ello el mecanismo de la erosión glaciaria. Otros piensan, y ciertas observaciones parecen confirmarlo, que se trata de material caído sobre el glaciar, y que la ojiva es de origen sedimentario, aun cuando pueda luego dar lugar a desgarramiento. (Véase también el caso que analizamos en 12. 4. 2.).

7. 3. 3. *Generalidades sobre las grietas.* Las grietas (alemán: *Spalten;* francés: *crevasses;* inglés: *cracks*) constituyen el fenómeno más notable sobre un glaciar. Son roturas verticales que llegan a alcanzar 30 m de profundidad (raras veces más, salvo en el caso de rimayas). Empiezan siempre por una pequeña fisura, que crece en largo y profundidad, al par que se ensancha con el movimiento del glaciar. Su ancho puede alcanzar 5 ó 10 m: mientras hacían sondajes sísmicos perecieron en Groenlandia JOSET y JARL, al caer su autooruga en una grieta. Su largo puede ser suficiente para cruzar todo el glaciar (célebre grieta en la ruta del Monte Everest).

La reptación de la nieve y las cornisas que se forman sobre los bordes de las grietas llegan a formar un puente de nieve que oculta la grieta. Los puentes son endebles y el glaciar sumamente peligroso en el otoño, cuando la nieve no ha aún adquirido la firmeza necesaria. También es muy peligroso en verano durante las horas de mayor fusión, aunque la grieta cubierta se reconozca entonces a veces por una ligera depresión de la superficie.

Sobre un glaciar cubierto de nieve, salvo sobre neviza helada, es menester ir en cordadas de tres o cuatro. De ser sólo dos, hay que utilizar una doble soga con un anillo en cada hebra, uno cerca de cada andinista, para hacer posible el rescate si uno cae.

7. 3. 4. *Grietas transversales.* En las zonas de movimiento extensivo, es decir en la zona de alimentación o en las regiones en donde el lecho es convexo, existen grietas transversales. La teoría de NYE (1952), no permite, sin embargo, explicarlas, por cuanto:

1) Nos da una tensión longitudinal igual a $H - 2\ \tau_0 \cong 1$ kg/cm² en la superficie, y la tracción necesaria para romper el hielo, es 7 a 12 kg/cm².

2) Hay estado de tracción, según esta teoría sólo en una capa superficial de unos diez metros de espesor, cuando es frecuente observar grietas de 30 m.

Es que esta teoría no tiene en cuenta tres hechos:

a) NYE supone que el glaciar tiene el tiempo de amoldarse a su lecho. No debe ser el caso cuando hay resbalamiento sobre el lecho. Sobre una parte convexa el glaciar se despega del lecho y es todo su peso el que produce la tracción.

b) La temperatura no es siempre igual a 0°C en todo el glaciar. En los diez primeros metros el frío invernal puede penetrar, disminuyendo la plasticidad de un factor diez o más. La capa fría superior forma una costra rígida que no puede seguir las deformaciones del glaciar y se quiebra más fácilmente.

c) Una vez aparecidas las grietas, el estado de tracción desaparece de la superficie y se encuentra más abajo: las grietas pueden así profundizarse.

La presencia de las márgenes incurva las grietas transversales, dándoles una concavidad hacia abajo. En la zona de alimentación, cóncava, las grietas suelen dibujar más o menos curvas de nivel. En los glaciares de valle rápidos, el movimiento del glaciar consigue luego enderezarlas y hasta darles una concavidad hacia arriba.

7. 3. 5. *Grietas longitudinales.* En algunos casos se observan en el medio del glaciar, conjuntamente con las grietas transversales, grietas longitudinales. Según NYE (1952) son debidas a la retención del glaciar por las márgenes (?), que ocasiona un estado de tracción transversal. En realidad las velocidades serían entonces paralelas al plano xOz, se tendría $\sigma_y = \sigma_z =$ presión hidrostática, y $\tau_{yz} = 0$, lo que justamente se supone en la teoría esquemática expuesta. La tracción transversal aparece por el contrario cuando las velocidades convergen hacia el centro del glaciar, la componente U_y creciendo con la altura sobre el lecho. Este es efectivamente el caso en una zona de alimentación cóncava. Pero ya hemos dicho que tales tracciones son insuficientes para producir grietas.

Pensamos con VON KLEBELSBERG que las grietas longitudinales se producen cuando el glaciar llega sobre un lecho más plano, o convexo en el sentido transversal.

7. 3. 6. *Grietas marginales y radiales.* Cuando el movimiento es compresivo en el centro, la resistencia de las márgenes puede producir un estado de tracción en los lados del glaciar. Se producen grietas marginales, que parten de las márgenes del glaciar y se internan hacia el centro y hacia arriba, haciendo un ángulo de menos de 45° con las márgenes.

Cuando el frente se establece en un lugar plano y ancho, suelen existir a la vez grietas marginales y longitudinales. Las grietas irradian del centro del frente en todas las direcciones (grietas radiales).

7. 3. 7. *Rimaya.* En general la parte alta de un glaciar está rodeada por un filo de roca con pendiente tan fuerte que queda en gran parte libre de hielos. Sus canaletas devierten sobre el nevero las precipitaciones que intercepta el filo, sea a medida que caen, sea bajo forma de aludes. La alimentación del glaciar es muy fuerte en una área reducida, y, debido a ello, el glaciar tiene desde su partida, un caudal y una velocidad apreciables.

Por otra parte la reptación del hielo que cubre una canaleta produce una cornisa en su parte baja, visible en la temporada de ablación, cuando el nevero ha bajado de nivel. La nieve no se devierte al pie mismo de las rocas del filo, sino unos metros más adelante.

Ambos hechos permiten la existencia de una importante grieta entre el nevero y la roca (o las canaletas), debajo de la cornisa señalada: es la *rimaya* (alemán: *Bergschrund;* francés: *rimaye*). Es corriente encontrar rimayas de 50 m o más de profundidad.

7. 3. 8. *Seracs, glaciares colgantes y reconstituídos.* Cuando hay un importante cambio de pendiente en el lecho, o cuando el lecho es irregular y el movimiento del glaciar muy rápido, aparecen numerosas grietas de distintos tipos, que fragmentan la superficie en un caos de bloques de hielo, algunos grandes a veces como edificios de varios pisos. Son los *seracs* (del nombre de un queso blanco de los Alpes). Numerosos glaciares tienen en su curso una o varias *caídas,* es decir partes de fuerte pendiente en donde se despedazan en seracs.

Ciertos glaciares llegan al borde de un acantilado en donde se terminan por una pared, una barrera de hielo, de la cual se desprenden seracs. Otros se forman sobre una pendiente tan fuerte que, llegados a cierto espesor, la retención del lecho se vuelve despreciable frente al peso del glaciar, y se quiebran, formando también una pared de hielo de donde caen seracs. Es a este último caso que hay que reservar el nombre de *glaciar colgante.* El glaciar colgante está en plena zona de alimentación, y la ablación se hace por desprendimiento de seracs.

En todos los casos los seracs pueden, llegando más abajo, fusionarse y formar un nuevo glaciar continuo (*glaciar regenerado o reconstituído*).

7. 4. *CHEURRONES Y FRANJAS DE FUSION*

7. 4. 1. *Cheurrones.* Cuando un glaciar tiene una caída un poco debajo del límite del nevero, se observan en la mayoría de los casos cintas oscuras, arqueadas por el movimiento del glaciar. El ancho de las cintas es vecino de la distancia entre ellas, lo que las distingue de las ojivas estructurales o sedimentarias ya señaladas. Se acompañan de una ligera ondulación de la superficie, las partes claras estando en relieve. Alejándose de la caída, las olas se atenúan, pero las cintas son de más en más oscuras. Proponemos llamar estas cintas: *cheurrones* (alemán: *Sparren*; francés: *chevrons*; inglés: *Forbes' bands, wave ogives*). En los Alpes los glaciares de Arolla, de Trift y la Mer de Glace ofrecen buenos ejemplos, y en los Andes de Colchagua, el Glaciar Universidad (§ 12. 4. y foto 26).

Se ha comprobado varias veces que se forma un cheurrón al año, lo que permite apreciar instantáneamente la velocidad del glaciar. (Las ojivas estructurales no son anuales, las ojivas sedimentarias suelen serlo).

El origen de los cheurrones no está aún bien esclarecido, y muchas observaciones en glaciares distintos son aún necesarias. Un hecho, previsto por Forbes y Streiff-Becker, ha sido comprobado por Haefeli: el glaciar resbala mejor sobre su lecho en verano, cuando hay abundante agua subglacial, que en invierno. Eso produce las olas anuales.

Queda por explicar la diferencia de color. Según Collins y Fischer, la regeneración de las capas superficiales del glaciar después del caos de seracs produce un hielo más blanco en invierno, cuando hay nieve abundante, que en verano. Leighton (1951) observó en el Twin Glacier que la diferencia anual se prolongaba en el seno del glaciar. En cambio en el Glaciar Universidad no hemos observado tal cosa. No hay modificaciones anuales del hielo en el glaciar regenerado, las hojas azules son muy numerosas y repartidas uniformemente.

Foto 26: Glaciar Universidad (Andes de San Fernando), en febrero, 1956, mostrando cheurrones más abajo del caos de seracs. En el fondo el Volcán Palomo, 4850 R, y a la izquierda, el Alto de los Arrieros (la cumbre más alta, 4986 R, queda escondida por la Torre Oriental).

Foto 27: Líneas superficiales de barro, que subrayan las hojas azules.

Foto 28: Cheurrones del Glaciar Universidad: detalle. Vista tomada hacia el sur.

En donde llegan a la superficie, esas hojas retienen las impurezas (polvo, arena), que son de origen exterior (foto 27). Ahora bien, en la vertiente norte de cada "ola", más expuesta al sol, esas impurezas se esconden en hoyos de fusión mientras que en las vertientes sur, que reciben los rayos solares más al sesgo, permanecen visibles. Además, en ese glaciar, que corre hacia el sur, las hojas azules emergen hacia el sur y por consiguiente hay mayor densidad de hojas azules emergiendo en las vertientes sur de las olas que en las vertientes norte (foto 28). Ambas causas producen la variación periódica de impurezas, que se acrecenta a medida que se baja el glaciar.

7. 4. 2. *Cheurrones en un glaciar regenerado.* Cheurrones anuales parecidos a los anteriores, pero sin las características olas, pueden aparecer en un glaciar regenerado, alimentado por aludes. IVES y KING los han estudiado en un glaciar regenerado de Islandia. Se prolongaban en el interior del glaciar por una capa de hielo con impurezas. Los estratos de hielo impuro estaban limitados del lado superior, y a veces del lado inferior, por superficies de desgarramiento, ricas en piedrecitas.

La estratificación del glaciar regenerado se debe sin duda a que los aludes de verano encierran más material morénico que los de invierno. Creemos que las superficies de desgarramiento deben formarse ulteriormente.

Un fenómeno que también interviene lo hemos estudiado en el glaciar regenerado del Paine Oeste, el cual presenta, entre los conos de alud y el frente, unas 15 cintas transversales de material morénico. En verano los aludes, aunque su causa inicial sea siempre el desprendimiento de un serac, encierran al llegar al cono de alud una gran cantidad de nieve granulosa en fusión. Esta nieve muy rica en agua barre los detritos que cubren en verano el glaciar, y forma una franja de material morénico a la periferia del cono de rodados. Esta franja, que se forma cada verano siendo luego entrenada por el glaciar, se forman así cintas anuales.

7. 4. 3. *Ojivas sedimentarias y franjas de fusión.* Ya hemos señalado las *ojivas sedimentarias,* reaparición en la zona de ablación de los estratos anuales de impurezas sepultados en el nevero (§ 7. 3. 2.).

Este aspecto se halla reforzado cuando el agua de fusión es abundante en el nevero y las grietas (en donde esa agua desaparecería) escasas. En verano el agua de fusión que fluye sobre la superficie del hielo, debajo de la neviza, se lleva la mayor parte de las impurezas, y las abandona al salir de la neviza (es decir en la línea de neviza), sea porque se evapora, sea porque se vuelve a congelar. El fenómeno es análogo a la aureola que forma la bencina cuando se trata de sacar un lamparón de un traje. Cuando este fenómeno es preponderante, llamaremos a las cintas de impurezas así formadas: *franjas de fusión* (alemán: *Schmelzrände).* Las franjas de fusión anuales son frecuentes en Patagonia como en Alaska meridional, porque las precipitaciones muy abundantes mantienen neveros a bajas altitudes, en donde la temperatura del aire es positiva en verano durante todo el día.

Sobre ciertos grandes glaciares de Patagonia (Glaciar Viedma, Glaciar Chico, Glaciar HPS 7, etc.), o en la costa sureste de Groenlandia, se notan varias

grandes franjas de fusión, separadas entre sí por hasta 10 km, y que por consiguiente no pueden ser anuales. Suponemos que están constituídas por cenizas volcánicas, arrojadas a intervalos de varios años. Pueden existir cráteres en medio del hielo, sin cono volcánico: un caso bien conocido es el del Volcán Grímstvötn, en medio del Glaciar Vatna, en Islandia (véase 9. 3. 5.). En el caso del Glaciar Viedma, el cráter es bien visible sobre fotografías aéreas (véase 14. 1. 5.). (LLIBOUTRY, 1955 b).

7. 5. *MOVIMIENTO DE UN INLANDSIS*

7. 5. 1. *Velocidades superficiales.* Las velocidades del Inlandsis de Groenlandia en sus bordes son muy variables. Hay bordes inmóviles; hay bordes que llegan al mar sobre un extenso frente, con una velocidad inferior a 2 m al día; hay glaciares emisarios, de dimensiones parecidas a las de los grandes glaciares patagónicos, con velocidades de 2 a 8 m al día. Por fin existen en Groenlandia cerca de veinte glaciares emisarios gigantes, con velocidades de 8 a 20 m al día, y hasta 27 m al día para el glaciar de Rink. Este último glaciar, según SORGE, evacua al año 19 km^3 de hielo bajo forma de témpanos. (Se halla sobre la costa occidental, por 72° lat. norte).

Los glaciares emisarios nacen en el seno del hielo continental, bajo forma de corrientes de hielo, no mayormente marcadas que las corrientes en el mar. La existencia de grietas transversales permite apreciar de manera aproximada la cuenca de alimentación del glaciar, que alcanza fácilmente un centenar de km de longitud (450 km para el Glaciar de Jakobshavn, en la costa occidental, por 69° lat. N.). Las cuencas se traducen por suaves depresiones en la superficie del Inlandsis.

7. 5. 2. *Velocidades internas.* El Inlandsis es un altiplano de hielo que se eleva gradualmente hasta más de 3000 m en el centro. Los sondajes sísmicos han mostrado que el lecho se mantenía más o menos al nivel del mar. En la zona en donde las expediciones francesas hicieron un levantamiento geodésico, el perfil sigue la parábola teórica con una buena aproximación (§ 7. 2. 1.).

La teoría exacta da un perfil parabólico sólo cerca de los frentes. Cuando hay movimiento hacia ambos lados, asemejando el hielo a un plástico perfecto, se encuentra que en el fondo de la parte central yace una masa de hielo en donde la tensión de desgarramiento máxima no alcanza τ_0, y que por consiguiente se mantiene inmóvil. Para un Inlandsis de largo indefinido, las dos superficies que limitan este hielo muerto central, envolventes de direcciones de desgarramiento máximo, son dos cilindros cuyas bases son dos cicloides tangentes (Fig. 34).

La relación $z = h_0/\text{tg}\ \alpha$, válida para un lecho horizontal, no se aplica; es la superficie del hielo muerto que tiene que ser considerada como lecho. Claro que cómo el hielo no es perfectamente plástico, este hielo muerto no tiene en realidad un límite neto.

Esta teoría, con sólida base mecánica, contradice la hipótesis del *extrusión flow,* adelantada por DEMOREST para explicar la erosión glaciaria, y según la cual el hielo tendría mayor velocidad en las capas inferiores. Si fuese así, la parte

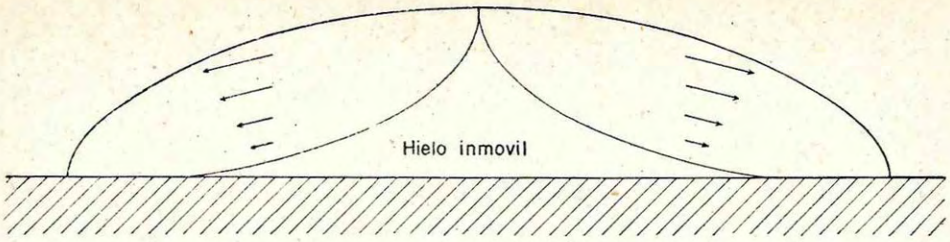


Fig. 34: Velocidades en el interior del Inlandsis.

superior del Inlandsis, solicitada por los flujos divergentes inferiores, estaría en estado de tracción horizontal. Como existe una fuertísima compresión vertical, aparecerían desgarramientos sumamente grandes, imposibles físicamente.

Capítulo VIII

NOCIONES DE MORFOLOGIA GLACIAL Y PERIGLACIAL

8. 1. *ACCION DEL HIELO SOBRE LAS ROCAS*

8. 1. 1. *Fragmentación de las rocas por congelación.* Las heladas fragmentan las rocas compactas a favor de las disyunciones estructurales (diaclases) o, en las rocas de grano grueso, a favor de las fisuras entre granos. A este fenómeno llamaremos como los franceses: *gelivación* (CORTE propone *congelifractación*, menos eufónico). El agua infiltrada, al helarse, provoca presiones de hasta 14 kg/cm², si la roca no es elástica. La fragmentación es muy rápida en la Cordillera, en donde hay heladas nocturnas la mayor parte del año, y provoca los inmensos pedreros característicos de las montañas secas. Hemos observado a veces en los Andes de Santiago rocas de varios decímetros de diámetro reducidas por gelivación a arena gruesa, en una sola temporada.

Notemos que la presión producida es del mismo orden que la de un glaciar, sobre su lecho. La desaparición de un glaciar, así como la de un manto sedimentario, puede permitir la expansión de una roca. Dejando de estar equilibradas sus tensiones internas, la roca se triza en láminas y hasta se descascara. (Véase LEWIS, 1954, y nuestra foto 29).

Las variaciones de temperatura por sí solas parecen incapaces de fragmentar las rocas, contrariamente a lo que se suele decir. La descamación de las rocas, tan generalizada en las regiones desérticas, y que se observa también en la Cordillera, es el resultado de la desintegración superficial de las rocas, cuando los granos quedan conglomerados por sales presentes (BLACKWELDER, 1933).

8. 1. 2. *Corrosión por el hielo y la nieve.* El hielo no parece desempeñar papel apreciable en la corrosión y alteración superficial de las rocas o *meteorización* (inglés: *weathering*). Son las variaciones de temperatura y de humedad atmosférica, y el agua de fusión, sobre todo cuando hay ácidos o sales presentes, que intervienen.

No se tiene prueba alguna de erosión directa por la nieve. Sin embargo la cubierta de nieve permite en los Alpes calizos, entre 1500 y 2400 m, la formación de *lapieses* (alemán: *Karren*), intensa corrosión de las calizas que las cubre de profundos surcos y horadaciones de formas caprichosas (foto 30). La nieve permite al agua de fusión de actuar lentamente y de cargarse de ácido carbónico, al par que protege el lapiés formado de la acción destructora de las heladas (RATHJENS, 1951; TRICART y CAILLEUX, 1953, p. 173-176).

No se sabe el papel que puede desempeñar el hielo en la *erosión alveolar,* indebidamente atribuída al viento.

8. 1. 3. *Pulimento glacial.* En el lecho de un glaciar, las rocas capaces de ser pulimentadas (granitos, gneises, etc.) toman con el tiempo un pulimento (inglés: *smoothing*), debido a la fricción del hielo. Se llama *rocas aborregadas* (francés: *roches moutonnées*) las grandes lajas pulidas por los glaciares. Son más frecuentes en los tramos de fuerte pendiente, en donde el resbalamiento del glaciar sobre el lecho es mayor.

8. 1. 4. *Abrasión glacial.* Las piedras duras que el glaciar arrastra consigo en su parte inferior, enclavadas en el hielo, y que constituyen la morena de fondo, pueden arañar más o menos profundamente el lecho. Se forman *estrías* de unos cuantos mm de profundidad (alemán:*Schramen*), o acanaladuras, superficies moldeadas de unos cuantos cm de profundidad (alemán: *Furche*). A veces las estrías se aprofundizán y terminan bruscamente: la piedra que iba formando el surco se atascó y giró.

Las estrías observadas sobre las rocas, lejos de los glaciares actuales, prueban que ese lugar fué recubierto por los hielos. Pero la ausencia de estrías no constituye prueba de la ausencia de glaciación, pues la alteración de las rocas las hace desaparecer rápidamente.

Las piedras molidas entre el lecho y la morena de fondo se reducen a un polvo impalpable, la *harina glacial,* que se mantiene flotando en los ríos nacidos en los glaciares, bajo forma coloidal. Les da un color blanquecino, verde claro característico, que motiva el nombre de "Río Blanco", tan frecuente en todas las Cordilleras del mundo. Es la harina glacial proveniente de los glaciares del Tronador que da su extraordinario color al Lago Todos los Santos, a la Laguna Frías y, en menor grado, al Lago Mascardi.

8. 2. *FORMACION DE LAS MORENAS*

8. 2. 1. *Clasificación.* Se llaman *morenas* (alemán: *moräne*; francés e inglés: *moraine*) las acumulaciones de rocas, piedras, arena, etc., transportadas por el glaciar. Según los unos este vocablo viene de una palabra del dialecto de Saboya de mismo significado que el adjetivo castellano, según los otros del bajo latín *morana* (dique).

Según su ubicación se califica las morenas de superficiales, laterales, mediales, frontales, internas, de fondo... Con nuestros conocimientos actuales esta clasificación es notoriamente insuficiente. Sería en particular conveniente reservar el nombre de morena a las formaciones superficiales actuales, designando por otro término el hielo abundantemente cargado en su seno con material morénico (proponemos: *hielo barroso,* quedando entendido que en el barro puede haber piedras grandes), y por un tercer término las antiguas morenas de las épocas glaciarias, hoy día alteradas y modificadas (proponemos: *acarreos glaciarios*).

Dejando aparte estos últimos, proponemos la nomenclatura siguiente:

Morena primitiva: morena formada por la caída de piedras y tierra sobre el glaciar, y que nunca ha permanecido en el interior del glaciar.

Foto 29: Descascaramiento de un bloque de porfirita observado en el Cajón de las Vegas (Río Cachapoal). Lo suponemos debido al trabajo de las tensiones internas que el peso de los terrenos sobreyacentes había acumulado en la roca.

Foto 30: *Lapiés (o lapiaz)* en roca caliza. Vercors (Alpes franceses).

Morena interna: hielo barroso formado por una morena primitiva sepultada bajo nuevas capas de hielo. No consideramos como morenas internas las morenas de fondo.

Morena de fondo: hielo barroso formado con material tomado por el glaciar a su lecho.

Morena de ablación: morena superficial proveniente de la fusión parcial de una morena interna o de una morena de fondo, en la zona de ablación.

Morena de empuje: morena frontal formada cuando un glaciar avanza sobre terreno mueble.

Depósitos (o acarreos) fluvioglaciales: acarreos fluviales depositados en grietas y depresiones del glaciar, o entre el glaciar y las laderas del valle.

8. 2. 2. *Morenas primitivas y su evolución.* Las rocas fragmentadas por las heladas se desprenden de las montañas y caen en los bordes del glaciar, formando morenas laterales. Pueden caer grandes bloques, que el glaciar llevará a grandes distancias, muchas veces sobre terrenos de naturaleza petrográfica distinta (bloques erráticos, foto 31). Al juntarse dos brazos de un glaciar, dos morenas laterales se juntan en una morena medial.

Pero sólo en la zona de ablación estas morenas permanecen en la superficie. En la zona de alimentación son sepultadas y van a formar una morena interna. En la zona de ablación, este material sale de nuevo a la superficie, formando una morena de ablación. Debido a ello las morenas laterales y mediales van cobrando importancia cuando nos acercamos del frente del glaciar (foto 33). Rápidamente su espesor llega a proteger el hielo de la fusión, y la morena queda en alto (foto 34).

Cuando el caudal del glaciar es pequeño frente a los detritos que recibe, cuando hay en su vecindad tierra suelta que el viento o los rodados pueden llevarse, se forma cada año una capa de impurezas sobre la superficie. En el glaciar existen estratos de impurezas. En la zona de ablación la acumulación de los estratos de impurezas llega a constituir una importante morena de ablación. El Glaciar del Cachapoal tiene, por ejemplo, en su parte baja una morena de ablación de 20 cm a más de un metro de espesor, mayor naturalmente en los bordes. Un acantilado que se ha formado en donde el arroyo que viene de Los Peuquenes penetra debajo del glaciar, me ha permitido observar los estratos sedimentarios de impurezas. Tienen medio centímetro a 1 cm de espesor, y hay uno cada 20 a 50 cm. En ese lugar la cubierta morénica tiene medio metro de espesor y el acantilado de hielo unos 30 m: la concordancia es perfecta. En otros lugares lo sería menos, debido a la acción de las aguas superficiales.

En el pequeño Glaciar de La Rinconada, en la vertiente norte del Cerro La Paloma (Andes de Santiago), hemos observado cómo el *glaciar cubierto* empieza bruscamente, a partir de cierto estrato anual. Las piedrecitas, en vez de abrirse un hoyo en el suelo en donde quedan invisibles, forman una capa continua, cuando se llega al espesor crítico para el cual los detritos, en vez de acelerar la fusión del hielo, lo protegen (foto 32).

El caso límite de los glaciares cubiertos lo constituyen los diminutos *glaciares subterráneos,* que estudiamos a continuación.

8. 2. 3. *Glaciares subterráneos.* Llamaremos así un aspecto que hemos observado con frecuencia en los Andes de Santiago, en particular en los nacimientos del Río Blanco (inmediatamente al sur del glaciar del Cerro Negro (véase foto 35), en el Cajón Barriga y en el Cajón Monos de Agua (al sur del Cerro Mono Verde, véase foto 36), hacia los 4000 m. En los nacimientos del Río Cachapoal, cerca del Paso Molina, lo hemos observado en terrenos de yeso, hacia los 3000 m (véase foto 37). Se trata de pequeñas lenguas glaciares, de una hectárea por ejemplo, totalmente recubiertas de escombros y con abundantes escombros en su seno. No hay que confundirlos ni con los *glaciares de rocas* (aunque puedan transformarse ulteriormente en un glaciar de rocas), ni con masas de *hielo muerto,* es decir masas aisladas de hielo abandonadas por un glaciar en retroceso y sin alimentación alguna. Se forman en lugares en donde los aludes aumentan el espesor de la cubierta de nieve, y por ello recuerdan los pequeños glaciares cónicos observados por Di Colbertaldo (1946), muy por debajo del límite normal de las nieves persistentes.

En una nota a la Academia de Ciencias francesa señalé por primera vez estos glaciares subterráneos bajo el nombre de *"glacier d'éboulis"* (*glaciar de escombros*), nombre inadecuado, y que reflexivamente, prefiero conservar como sinónimo de *rock glacier* (véase 8. 5. 6.).

La formación del glaciar subterráneo es la siguiente. Cada verano una espesa capa de detritos cubre la nieve del año. Como esta nieve estaba horadada por el sol, formando nieve apanalada, picachos de nieve o penitentes, la cubierta detrítica es muy irregular. Se forman vetas verticales y bolsones de escombros.

Por otra parte la nieve recubierta se transforma en hielo por recongelación, en su parte superior al contacto de los detritos calentados por el sol, y sobre todo en su base, en donde recongela el agua de percolación. Cada año se forma así alrededor de medio metro de hielo nuevo. En ciertos lugares el agua de fusión ha podido cargarse de limo antes de recongelarse, lo que produce un hielo amarillo o color café con leche, el hielo impuro ocupando los antiguos canales de la nieve y rodeando granitos de hielo transparente.

Finalmentee se obtiene un diminuto glaciar, totalmente recubierto e invisible, en cuyo seno existen: a) estratos y bolsones de tierra helada (con unos 20 % de hielo, en peso); b) estratos de hielo con limo; c) zonas de hielo puro. En estas últimas hay estratos de hielo con burbujas esféricas, estratos de hielo sin burbujas, y a veces estratos de hielo con burbujas alargadas.

El glaciar en su parte superior se confunde con la pendiente, en su parte inferior está en relieve y se termina por un morro de 5 a 30 m de alto. Bajando a lo largo del glaciar, los estratos que encierra, inicialmente paralelos a la pendiente, se enderezan hasta unos 20° de la vertical, movimiento que hemos estudiado en 7. 1. 4. Como cada año se forma un nuevo estrato, discordante con los anteriores; es corriente observar estratos confluyentes según ángulos variables.

8. 2. 4. *Morenas de fondo.* Las horadaciones de túneles hechas en glaciares de gran caudal de los Alpes, que fluyen sobre un lecho de roca, no han puesto a luz, salvo en contados casos, morenas internas, fuera de una muy estrecha marginal y de una muy delgada morena de fondo.

Foto 31: Bloque errático de granodiorita sobre un terreno de pizarras, a más de 700 m encima del fondo del valle, en la zona del Fitz-Roy.

Foto 32: Glaciar de La Rinconada (nacimientos del Río Blanco del Juncal, Andes de Santiago). Los estratos de impurezas, que dibujan finas vetas a la superficie del glaciar, llegan bruscamente en ciertos puntos a formar una capa continua.

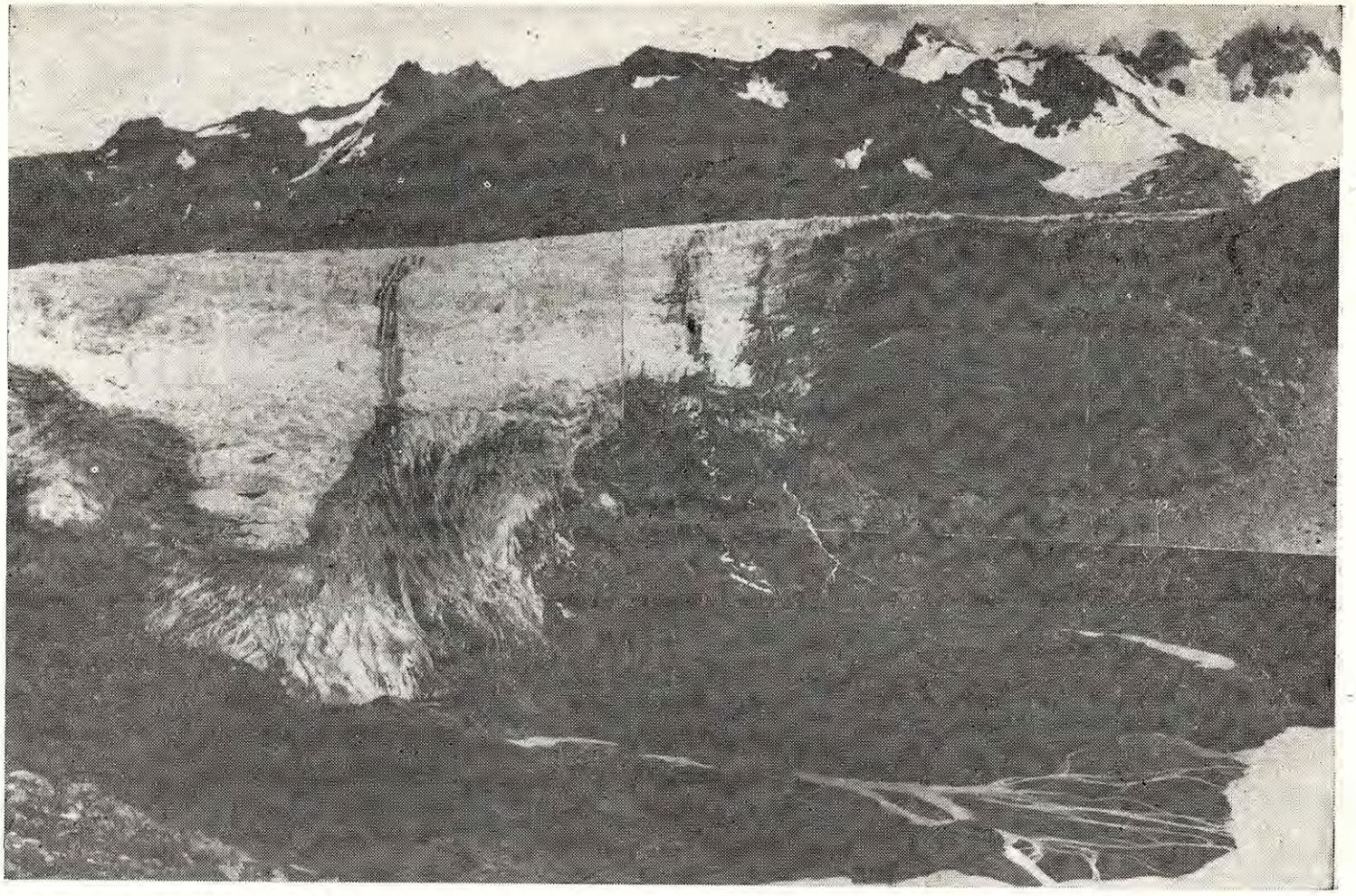


Foto 33: Frente del Glaciar del Río Túnel (zona del Fitz-Roy), en un umbral glacial. Las morenas laterales y mediales, poco desarrolladas, aparecen unidas a la morena de fondo del glaciar.

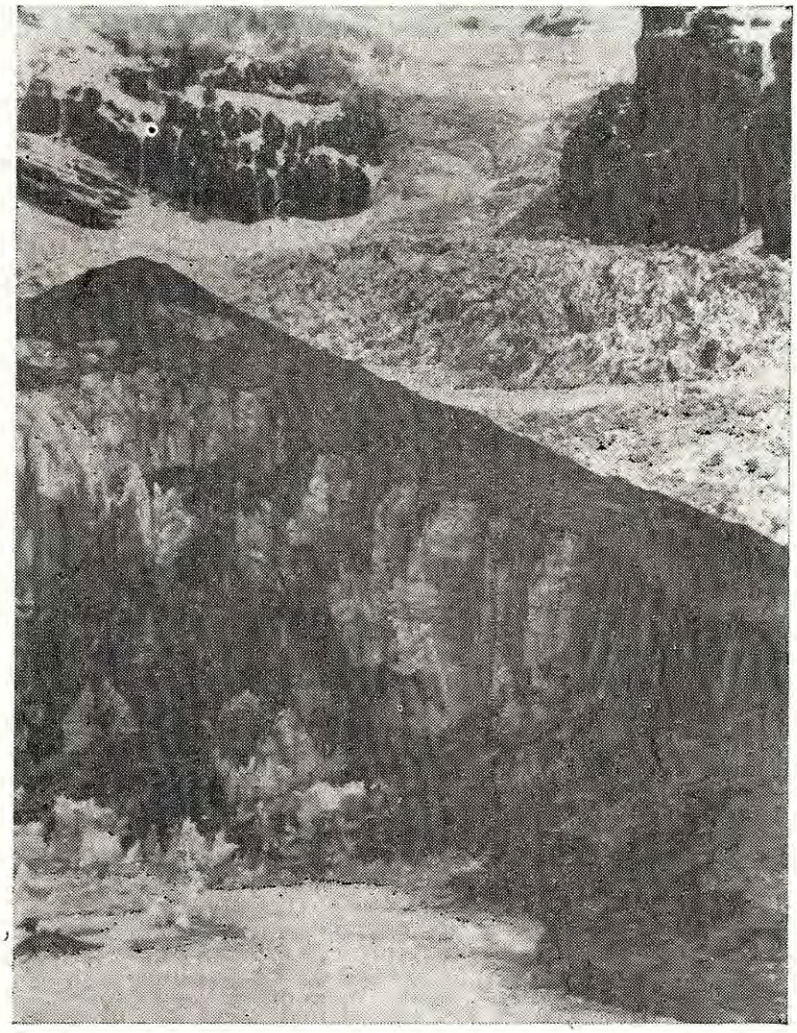


Foto 34: Morena lateral de ablación, sobre el Glaciar Norte del Marmolejo. Se notan en el corte débiles estratos de sedimentos, cuya acumulación ha formado la morena de ablación.

Las piedras caídas en la rimaya, y la gelivación en la rimaya misma (puesta en evidencia por las exploraciones de W. D. JOHNSON, BATTLE, LEWIS...) bastan para explicar el origen de esta morena de fondo. No hay prueba alguna que el glaciar pueda arrancar fragmentos de una roca firme, ni siquiera a la escala geológica.

Sin embargo se pueden observar de vez en cuando grandes bloques aislados que han sido desalojados por el glaciar. Se observan tales bloques en el Inlandsis, en lugares sin nunatakes (picachos de roca sobrepasando la superficie). La intensidad del *desalojamiento* (inglés: *quarrying*) depende de la orientación de las diaclases, como lo ha mostrado, por ejemplo, el detallado estudio de JAHNS (1943). Quizás el glaciar, por su roce y por las variaciones de compresión que produce, pueda quebrantar rocas que tienen ya planos de menor resistencia, pero no se tiene seguridad de ello.

Por otra parte vamos a ver que un glaciar puede capturar una importante morena de fondo durante sus fases de avance.

8. 2. 5. *Morenas de fondo capturadas durante un avance glacial.* En los glaciares que han avanzado en una época reciente, sobre un terreno ya fragmentado, se suelen observar morenas de fondo importantes. Cerca de Santiago, el glaciar del Cerro Negro del Olivares, y la lengua del Glaciar Juncal Sur que alcanza el Gran Salto del Olivares, constituyen notables ejemplos.

Las morenas de fondo tienen allí por lo menos diez metros de espesor. Están constituídas por lechos de hielo puro, alternando con lechos de hielo barroso, de algunos decímetros de espesor cada uno. En el Glaciar del Cerro Negro, cuya pendiente alcanza 36°, los lechos superiores presentan numerosos plegamientos, pliegues tumbados, pliegues-fallas (foto 38). Entre 1953 y 1955 hemos observado un pliegue oblícuo acostándose en el sentido del movimiento.

Los lechos de hielo barroso encierran en peso de 18 a 25% de detritos y tienen a su vez una estructura secundaria, componiéndose de: a) estratos de hielo con limo; b) estratos de hielo muy puro; c) piedrecillas y piedras distribuídas al azar. El hielo con limo, con granitos transparentes de medio milímetro de diámetro, ya ha sido descrito. El hielo puro tiene una estructura cristalina heterogénea (cristales de 1 cm^2 por todo el ancho del estrato, rodeados por muy pequeños cristalitos), que sabemos ligados a la existencia de fuertes deformaciones (§ 3. 4. 3.).

Esta estratificación secundaria presenta a su vez plieguecitos de segundo orden. Su aspecto es más laminado y los plieguecitos más desarrollados a medida que se baja el glaciar, de 4200 a 4000 m.

Comparando esta descripción con la que hemos hecho de los glaciares subterráneos vecinos, salta a la vista que la morena de fondo del Cerro Negro es un glaciar subterráneo recubierto, arrastrado y laminado por el avance del glaciar (ocurrido a principios del siglo. Fué un desbordamiento del Glaciar Olivares Beta. Véase cap. 11). MORET ha visto en este fenómeno una ilustración de como se formaron las delgadas capas de acarreo helvéticas, entrenadas por las espesas capas de acarreo prealpinas.

Esta observación, y otras análogas hechas en los Andes de Santiago nos muestran un proceso de formación de una *morena de fondo transitoria,* desti-

nada a ser eliminada poco a poco si el glaciar se mantiene. Creemos que esta explicación, convenientemente adaptada a otros climas y relieves, puede ser bastante generalizada. En particular cuando un glaciar cubierto por una morena de ablación avanza, nuevas capas de hielo puro suelen recubrir esta morena de ablación: el glaciar se sobrepone a sí mismo. Esto ha sido observado por SHARP (1951 a) en el Glaciar Wolf (Alaska), y por SUGGATE en el Glaciar Franz-Josef (Nueva Zelandia).

8. 2. 6. *Morenas de empuje.* ¿Cuál es el paradero de todo el material morénico que el glaciar acarrea? En general el agua de fusión y de lluvia se lo lleva.

En regiones secas, en el frente y los bordes del glaciar este material suele formar una importante morena de ablación. En ese caso el glaciar no puede tener un frente fijo y estable: hay, por lo menos, fluctuaciones. La morena de ablación protege cada vez más el hielo de la fusión, el glaciar entonces crece y avanza, nuevas zonas de hielo vivo, no cubierto, llegan en el frente, la ablación las ataca y el glaciar retrocede. Se forman de nuevo morenas de ablación, y el ciclo recomienza (WARD).

No hay, pues, que estudiar el caso de un frente estacionario, sino los casos más generales en que el glaciar avanza o retrocede. El aspecto de la morena frontal es muy distinto en uno y otro caso.

Cuando el glaciar avanza por un terreno mueble y blando, en general antiguo acarreo glaciario, lo empuja a la manera de un bulldozer, llegando a constituir un arco que barre el valle: la *morena* (frontal) *de empuje* (alemán: *Vorstossmoräne;* francés: *moraine de poussée, vallum morainique).* Al retroceder luego se forma un pequeño lago detrás de ese dique morénico. Es el caso general en toda la Patagonia: todos los glaciares terminan en un laguito (el último avance de los glaciares ocurrió durante el siglo pasado).

En un valle glaciario, se pueden observar así toda una serie de arcos morénicos sucesivos. En general, el lado interno, que se formó al contacto del glaciar, es casi vertical, y el lado externo de pendiente más suave.

Cuando los hielos abandonaron, al final de la época glaciaria, las extensas regiones que ocupaban, dejaron una morena de empuje. Durante el retroceso general hubo algunos avances momentáneos, que formaron nuevas morenas frontales (no vemos la necesidad de distinguirlas de las primeras, llamándolas *morenas estadiales,* como lo hace FERUGLIO). En Escandinavia y Europa del Norte se formaron así: cuando alcanzó su máximo la glaciación Vistuliana (o de Würm), las morenas de Brandeburgo. Luego, merced a fases de avance momentáneo, se formaron las morenas de Poznan, de Pomerania, del sur y del centro de Suecia, etc. (Véase 15. 3. 6.).

En ciertos casos la morena frontal tiene una estructura con numerosas fallas. Se notan escamas sucesivas que han subido las unas sobre las otras, las interiores, estando por encima. Es preciso que el material mueble estuviese en ese tiempo fuertemente helado, pero la congelación ocurrió sin duda después de empezar el empuje.

En efecto, es probable que cuando un glaciar avanza sobre un suelo helado, resbala encima en vez de empujarlo: se han observado frágiles estructuras del suelo no perturbadas por una ocupación momentánea de los hielos. Luego puede el suelo helado incorporarse a una morena de fondo.

Foto 35: El Glaciar del Cerro Negro (impropiamente llamado "Colgante"), desbordamiento del Glaciar Olivares Beta, en febrero 1955. En punteado: límite del glaciar en 1938, según foto de H. BARRERA. A la derecha, subrayados por líneas continuas, dos glaciares subterráneos.

Foto 36: Glaciar subterráneo segmentado al sur del Mono Verde (nacimiento del Estero Monos de Agua). Detrás se nota otro glaciar subterráneo, y un arco morénico huella de un pequeño glaciar desaparecido. En el fondo, a la derecha, parte del cono de deyección del Glaciar Colgante (N.E.) del Nevado Juncal.

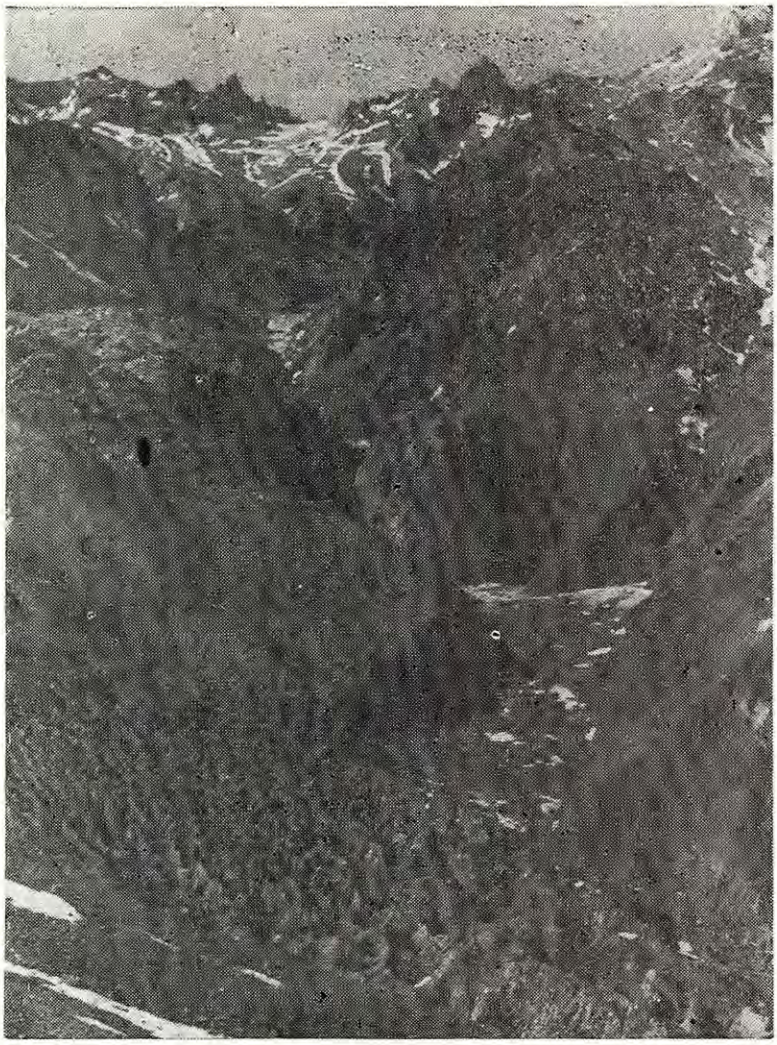


Foto 37: Glaciar subterráneo al pie del Paso Molina (nacimientos del Río Cachapoal). Los escombros son de yeso, y su disolución ulterior por las aguas ha formado los innumerables hoyos.

Foto 38: Parte inferior del Glaciar del Cerro Negro: glaciar subterráneo laminado y plegado por el desbordamiento del Glaciar Olivares Beta.

Foto 39: Glaciar estancado de los Peuquenes (subiendo al Paso Molina), recubierto por abundantes escombros de yeso.

Foto 40: Frente del Glaciar Marmolejo Norte, hacia los 4300 m, con penitentes de hielo y una abundante morena de ablación.

De las morenas de empuje podemos acercar los *drumlines,* colinas de acarreo glaciario, alargadas en el sentido del movimiento. Resultan del acarreo que se ha amontonado durante el avance glacial delante y sobre todo detrás de las puntas de roca firme recubiertas por los hielos. En la obra de FLINT (1947), el lector hallará más detalles sobre los drumlines.

8. 2. 7. *Glaciares en retroceso.* Cuando un glaciar acaba por una lengua de hielo sin morenas, su frente puede propiamente retroceder. Pero en el caso contrario, el glaciar se recubre de una importante morena de ablación, se inmoviliza, y se merma luego lentamente por toda su superficie: es un *glaciar estancado* (inglés: *stagnant glacier*) (foto 39). El caso ha sido bien estudiado por SHARP (1949, 1951a). La foto 40 muestra el curioso aspecto que toma el frente de un glaciar en retroceso cuando hay penitentes de hielo presentes.

Al derretirse el hielo se queda una capa más o menos uniforme de acarreo glacial, en ningún caso un arco morénico. Muchas veces, en regiones otras veces cubiertas por los hielos, en Nueva Inglaterra, por ejemplo, se pueden distinguir dos capas, una inferior con piedras angulosas, otra superior con piedras redondeadas por las aguas. Se supone que corresponden respectivamente a la morena de fondo y a la morena superficial de ablación.

En el seno de esta morena quedan aún masas de hielo cortadas del glaciar: se las califica de *hielo muerto* o de *hielo fósil,* según su antigüedad. GOLDTHWAIT (1951) ha estudiado cómo pueden separarse masas de hielo cubierto de la masa principal. Su fusión produce luego depresiones, bien estudiadas por los geólogos. En los Alpes se han observado masas de hielo muerto, debajo de 4 a 10 m de aluviones, delante del Glaciar del Mont Collon y del Glaciar inferior del Aar.

En Patagonia, el Glaciar Jorge Montt ha abandonado durante su retroceso, en su ribera izquierda, más de 10 km² de hielo muerto, con escaso material morénico. No hay que pensar que el hielo muerto sea forzosamente subterráneo.

8. 2. 8. *Depósitos fluvioglaciales.* Los depósitos fluvioglaciales más notables son: 1) Las terrazas que se forman entre las laderas de un valle y el glaciar o *kames* (foto 41). 2) Los conos de deyección de arroyos sobreglaciales o *sandres* (del islandés *sandr,* plural *sandur*). 3) Los *eskeres* u *oses* (del sueco *os,* plural *oesar*).

Estos últimos son depósitos estratificados muy largos y estrechos, a modo de diques, que se extienden en el sentido de escurrimiento de los hielos, en lugares otras veces ocupados por un Inlandsis. Pueden inclusive atravesar lomas y colinas. Se atribuyen a canales subglaciales, por donde corría agua de fusión, que fueron rellenados poco a poco por el material de acarreo.

Mientras que el acarreo de una piedra en el seno de un glaciar desgasta muy poco sus ángulos, y que al cabo de pocos kilómetros (o hectómetros) se llega a un desgaste límite, el transporte en la superficie provoca un fuerte desgaste, por meteorización y acción de las aguas. Esto, y su estratificación, permiten al geólogo distinguir los kames de las morenas laterales, y los sandres de las morenas de fondo.

No entraremos en más detalles sobre estas formas, ampliamente estudiadas en los libros de geología glaciaria de FINT, VON KLEBELSBERG, TRICART y CAILLEUX, etc.

8. 3. *EROSION GLACIAL*

8. 3. 1. *Morfología glacial.* Las zonas que fueron ocupadas por glaciares durante el cuaternario presentan no sólo depósitos característicos, sino también formas características de erosión. Ya hemos señalado las estrías, acanaladuras y rocas aborregadas. En una escala mayor se observan *circos glaciales, umbrales glaciales* y *lechos sobreprofundizados.*

También se suele decir que los valles glaciarios tienen un perfil transversal en U, mientras que los valles nunca ocupados por glaciares tienen un perfil en V. Pero esta regla sufre frecuentes excepciones. Por ejemplo, debajo del Glaciar Mer de Glace (Alpes), el lecho es netamente en V (RACT-MADOUX y REYNAUD, 1951). En cambio, se observan lechos en U en lugares tropicales en donde hasta la nieve fué siempre desconocida.

Un *circo glacial* (alemán: *Kar;* inglés: *corry* si es pequeño, *cwm* —palabra gaélica que se pronuncia *cum*— si es grande) es una depresión en forma de nicho grande en la falda de un cerro, rodeada por acantilados, y en general ocupada aún hoy día por un glaciar. Las montañas de tipo alpino están enteramente cubiertas por circos, separados por aristas rocosas, circos cuyos fondos están más o menos de nivel. (Véanse ejemplos bien conservados en una zona hoy día desértica en ROHMEDER, 1942).

El *umbral glacial* (alemán: *Riegel, Talstufe;* francés: *verrou,* es decir cerrojo) es un lugar del valle estrecho y de fuerte pendiente, en donde la roca, en general aborregada, queda al desnudo. Es un peldaño en el valle, encima del cual el lecho tiene una pendiente débil o hasta de sentido contrario (*lecho sobreprofundizado.* Francés: *surcreusement*). También se observan lugares sobreprofundizados en lugares pedemontanos a la salida de los valles. Los ocupan lagos. Como existe, además, un dique morénico, la profundidad del lago es en general superior al "sobreprofundizamiento". El lago Leman, en Suiza (profundidad: 310 m) se debe por 255 m al sobreprofundizamiento, por 55 m solamente al dique morénico. Buenos ejemplos de umbrales glaciales con laguna en la parte superior, sobrefundizada, lo constituyen en los Andes de Santiago la Laguna del Inca y la Laguna Negra.

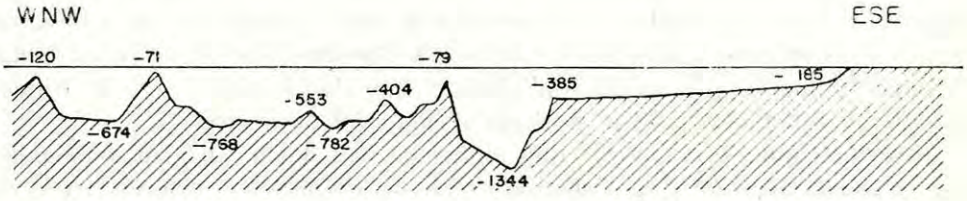


Fig. 35: Perfil del Fiordo Baker, según STEFFEN. Alturas exageradas, cotas en metros.

Los fiordos están también notablemente sobreprofundizados. Un notable ejemplo lo constituye en Patagonia el Fiordo Baker, en donde, según STEFFEN,

Foto 41: Terrazas de acarreo fluvial que se formaron al borde del Glaciar Viedma, cuando ocupaba toda la hoya actual del Lago Viedma (visible en el fondo). Se las ha subrayado a tinta, así como una débil morena de empuje. Constituyen jirones de una misma terraza única.

Foto 42: Grietas de desgarramiento, encerrando material morénico en el frente del Glaciar Universidad (Andes de San Fernando), a 2300 m.

la contrapendiente sobrepasa los 1000 m de desnivel (fig. 35). En el Canal Messier hay también cuatro lugares sobreprofundizados, con profundidades de 800 a 1300 m, mucho mayores que para la meseta continental.

8. 3. 2. *Explicación de estos fenómenos.* Para explicar estos fenómenos, los geólogos han formulado muchas teorías, muchas de las cuales deben ser hoy día abandonadas, a la luz de los hechos observados en los glaciares actuales y del estudio matemático de la dinámica del glaciar. Pero una buena síntesis no ha sido hecha aún. Vamos a tratar de mostrar, a grandes rasgos, en qué sentido hay que buscar la solución.

No entraremos en el detalle de las formas iniciales del circo (Lewis, 1949). Quizás no tengan nada que ver con lo que ocurre después. Una vez empezado, el circo se ensancha merced a la gelivación en la rimaya y se ahonda por un proceso parecido a la sobreprofundización.

Los umbrales, y la profundización del circo, una vez empezado, nos muestran que la erosión glacial es cuanto más débil que hay más pendiente, y mayor en las pendientes cóncavas que en las pendientes convexas, todo lo contrario de la erosión fluvial. Los lechos sobreprofundizados nos muestran que el fondo del glaciar no es inmóvil en una depresión, sino que sube la contrapendiente y produce una erosión importante.

La teoría clásica era: 1) admitir que en las partes cóncavas, al pie de un umbral, hay *extrusión flow,* es decir que la velocidad es más rápida; 2) admitir que, merced a esta velocidad, el glaciar arranca material de su lecho; 3) admitir que este material sube a la superficie por intermedio de las grietas de desgarramiento. Discutiremos sucesivamente estas tres hipótesis.

8. 3. 3. *La velocidad del glaciar tiene poca influencia.* La componente horizontal de la velocidad es más rápida en el lecho que en las capas superiores sólo en zona de fuerte ablación, cuando la velocidad del hielo en las capas superiores se dirige fuertemente hacia arriba. Es ese factor que interviene y no la concavidad.

En los lugares con fuerte pendiente hay un intenso resbalamiento, porque el glaciar es más delgado, su deformación menor, y por consiguiente el caudal debido a su deformación mucho menor. Como el caudal total tiene que permanecer más o menos constante, el glaciar debe resbalar mucho.

Pero este resbalamiento mayor no aumenta la fuerza promedia de roce, que se mantiene igual a $\tau_0 \cong 1$ kg/cm^2. No es como el agua, cuyo roce es cuanto mayor que es más rápida. Volvemos a encontrar, en una escala mayor, la diferencia entre el roce sólido y el roce líquido, entre la plasticidad y la viscosidad.

8. 3. 4. *El glaciar despeja un terreno anteriormente fragmentado.* Hemos dicho que no hay prueba alguna de erosión directa, a partir de la roca firme, por el glaciar. Boyé (1950) y Cailleux, con argumentos geológicos, han insistido sobre el papel de la gelivación periglacial. La fragmentación del lecho se hace en su mayor parte o posiblemente en totalidad durante las épocas de receso glacial, cuando el lecho está libre de hielos. El glaciar luego des-

peja los fragmentos y bloques, por tan grandes que sean. El recubrimiento del suelo helado por el glaciar lo protege del frío del aire. El calor terrestre puede entonces derretirlo lentamente, y es eliminado poco a poco, bajo forma de morena de fondo.

Los lechos sobreprofundizados no han de extrañar, pues hay lugares en donde las heladas pueden actuar más profundamente y eficazmente que en otros, debido a la naturaleza del terreno, orientación de las diaclases, etc.

8. 3. 5. *Modo en que el material mueble se incorpora al glaciar.* La poca importancia de las morenas de fondo frente a las morenas superficiales hace pensar a varios autores que los fragmentos del lecho son arrastrados hacia la superficie en pequeña cantidad y de lejos en lejos, merced a grietas de desgarramiento (§ 7. 3. 2). Tal es la opinión expresada por LEIGHTON (1951), refiriéndose al pie de una caída glacial, es decir de un umbral; de CLARK y LEWIS (1951), refiriéndose a la parte baja de un circo; de GOLDTHWAIT (1951) y WARD (1952), refiriéndose al borde de un casquete de hielo.

En el caso de un casquete de hielo o un inlandsis, parece no haber lugar a dudas. Notemos con GOLDTHWAIT que se trata de hielo frío, lo que facilita las grietas de desgarramiento cuando el movimiento es compresivo (es decir, en el frente, zona de fuerte ablación). Un inlandsis produce por consiguiente erosión en su parte periférica. El centro, en su parte baja, es más o menos inmóvil (§ 7. 5. 2), y más protege los relieves preexistentes que produce erosión.

También parece haber captura merced a grietas de desgarramiento en el caso de ciertos glaciares de valle o pedemontanos fríos (véase el caso estudiado en 12. 2. y la foto 42).

En los glaciares de montaña, los fenómenos pueden ser más complejos. En el caso de un circo, MAC CALL (1952) mostró que las capas finas de detritos no eran grietas de desgarramiento, sino estratos sedimentarios, formados con material caído en la zona de alimentación. Por otra parte, creemos que en ciertos casos puede constituirse, antes del avance glacial, un suelo helado con hielo abundante, o un glaciar de escombros, que se incorpora a la parte baja del glaciar. En vez de capas finas de detritos distantes entre sí, se tendrá hielo barroso con abundante material morénico.

Numerosas observaciones con climas y relieves distintos son aún necesarias, pero la época actual, en que los glaciares están en retroceso en todo el mundo, no es favorable.

8. 3. 6. *Erosión por el agua subglacial.* Durante la temporada de fusión de la nieve, los ríos nacidos en los glaciares llevan diez o veinte veces más agua que en invierno. Durante el día el caudal varía, siendo 1,5 a 3 veces mayor entre las 14 y 17 horas que al alba. El caudal llega a sobrepasar 1 m^3/seg por km^2 de cuenca de alimentación.

Hemos visto que los arroyos sobreglaciales alcanzan el lecho del glaciar al caer en los molinos glaciales (§ 4. 2. 8). Se forma un *arroyo subglacial,* que durante las horas de mayor caudal llena completamente el túnel que ocupa, y ejerce una fuerte presión hidrostática sobre la bóveda de hielo.

En el lecho, el arroyo subglacial puede horadar un tajo estrecho, una garganta (RACT-MADOUX y REYNAUD, 1951). Muchas veces se han encontrado. al hacer sondeos en vista de una represa, tales gargantas en un umbral glacial, rellenadas, colmatadas por acarreos fluviales. En el valle del Río Isère, por ejemplo (afluente del Ródano), en el lugar llamado "las Escalas de Aníbal", hay una garganta de 70 m de profundidad. BRUHNES ha atribuído estas gargantas a la erosión subglacial.

Sobre los umbrales glaciales se suelen observar *marmitas,* hoyos cilíndricos profundos. Hay muy bellos ejemplos en el Paso de la Maloya (Alpes). Han sido horadadas por una piedra dura, que la corriente ha hecho remolinarse. Pero, ¿cómo puede haber alcanzado la fuerza de la corriente el fondo de la marmita? Se supone que se han formado al pie de un molino glacial, en donde el agua cae verticalmente. Encima de los umbrales existieron grietas transversales en el glaciar, que facilitaron la formación de molinos.

La erosión subglacial en el borde de los inlandsis ha formado *canales proglaciarios* (alemán: *Urstromtäler;* polaco: *pradoliny*). En los bordes del Mar Báltico se han observado de 1 km de ancho, 10 km de largo y varias decenas de metros de profundidad.

8. 4. *HIELO EN EL SUELO*

8. 4. 1. *Criopedología.* Se llaman *zonas periglaciales* no sólo las regiones situadas en las partes marginales de los glaciares, pero todas aquéllas de clima frío en donde el agua actúa, a lo menos parcialmente, bajo forma de hielo. Su estudio, es decir el estudio de los suelos helados o *criopedología* ha tomado un gran auge durante los últimos años. Interesa tanto al ingeniero civil (fundaciones, caminos), como al geólogo, que encuentra formas fósiles y puede deducir de ello el clima existente en otras épocas.

El lector interesado encontrará en el libro de CAILLEUX y TAYLOR (1954), y en el estudio de CORTE (1953) detalladas descripciones de los fenómenos observados, una extensa bibliografía y referencia a los problemas de ingeniería. Nos limitaremos aquí a una muy breve clasificación y síntesis de los resultados obtenidos, insistiendo un poco sobre los aspectos que hemos observado personalmente en la Alta Cordillera. No hablaremos de los aspectos fósiles: así como en la morfología glacial, es preciso esclaracer primero los hechos actuales.

8. 4. 2. *Suelo helado. Molisol.* La temperatura promedia del suelo cerca de la superficie es en general algo superior a la temperatura promedia del aire, de una cantidad variable según la naturaleza del suelo y vecina de 2°C. En las regiones frías existe en profundidad un suelo permanentemente helado (inglés: *permafrost;* francés: *pergélisol;* noruego: *tjäle;* ruso: *merzlota*).

El permafrost es casi general al norte de 50° lat. N. en Canadá, Alaska y Siberia, y al norte del círculo ártico en Europa. En otras partes se encontrará permafrost en altitud (en los Andes de Santiago, encima de los 4000 m). En el sur de Siberia, en la región del lago Baikal por ejemplo, existe entre 20 m y 120 m de profundidad un permafrost fósil, residuo de épocas más

frías. No existe permafrost debajo de los lagos árticos ni del océano ártico, que no hielan nunca hasta el fondo.

La temperatura aumenta en profundidad con una rapidez muy variable, según la conductibilidad térmica del suelo y su contenido en minerales radioactivos. En promedio el *gradiente geotérmico* es de 1°/40 m. Esto limita la extensión del permafrost hacia abajo. Su espesor oscila entre unos diez metros y 400 m (en el norte de Alaska) ó 620 m (en el norte de Siberia).

Todo lo dicho para las temperaturas en el seno de un nevero o de un glaciar (en 5. 2), es más o menos válido para los suelos. La difusividad térmica es $b^2 = 0{,}005$ a $0{,}012$, valor parecido a la del hielo o de la neviza. En un suelo seco (roca compacta por ejemplo) las variaciones de temperatura diurnas penetran a medio metro (más exactamente están divididas por 20 al cabo de 3 h = medio metro), con una velocidad de más o menos 4 cm/hora. Las variaciones anuales penetran hasta unos diez metros con una velocidad de 1,5 m al mes. Pero la presencia de hielo que se derrite y se recongela disminuye mucho esos valores. También una cubierta de vegetación se opone a la penetración de los cambios de temperatura.

El permafrost se derrite superficialmente en verano, salvo en las partes de Alaska y Siberia al norte del círculo ártico. Constituye entonces un terreno blando y movedizo, empapado de agua (pues el permafrost subyacente le impide infiltrarse), llamado *molisol*. Al final del verano el molisol puede tener 0,5 a 5 m de espesor. Su recongelación empieza por la superficie.

En regiones más templadas, sin permafrost, puede formarse un suelo helado durante el invierno; su espesor alcanza 0,30 a 2 m. En la primavera su derretimiento parcial produce también un molisol. Tal es el caso en los Andes de Santiago entre 3000 y 4000 m.

8. 4. 3. *Suelos heladizos.* Ciertos terrenos son poco sensibles a la helada. El agua cristaliza en cristales microscópicos diseminados en la masa. Hay un aumento de volumen de unos cuantos por ciento que no modifica el aspecto de la superficie ni compromete la solidez de los edificios. Otros terrenos, en cambio, son *heladizos*. El agua puede segregarse en estratos, hebras o lentes de hielo. Hay aumentaciones locales de volumen superiores al 9%, que se produce al congelarse hielo puro, lo que altera la superficie y compromete la estabilidad de las construcciones.

Según CASAGRANDE un suelo es heladizo cuando su porcentaje en limo y arcilla (granos de diámetro inferior a 20 μ) es superior a cierto valor: 10% si se trata de arena muy fina (diámetro promedio de los granos: 0.05 mm); 3% si se trata de arena corriente (diámetro promedio: 0,5 mm). Según PELTIER, las arcillas (granos de diámetro inferior a 2 μ) no son heladizas tampoco. Los suelos poco sensibles a la helada tienen, por consiguiente, o una gran subida capilar (arcillas), o una gran velocidad de subida capilar (arenas), cantidades que se pueden medir fácilmente con un capilarímetro clásico.

8. 4. 4. *Estructura del hielo en el suelo. En el limo compacto* (diámetro de los granos entre 20 μ y 2 μ), el agua, cuando es abundante, se segrega al helarse en estratos o lentes de hielo.

Foto 43: Pipkrakes *(Kammeis)* observados en noviembre, a 3500 m, en los Andes de Santiago. El estuche circular tiene 50 mm de diámetro.

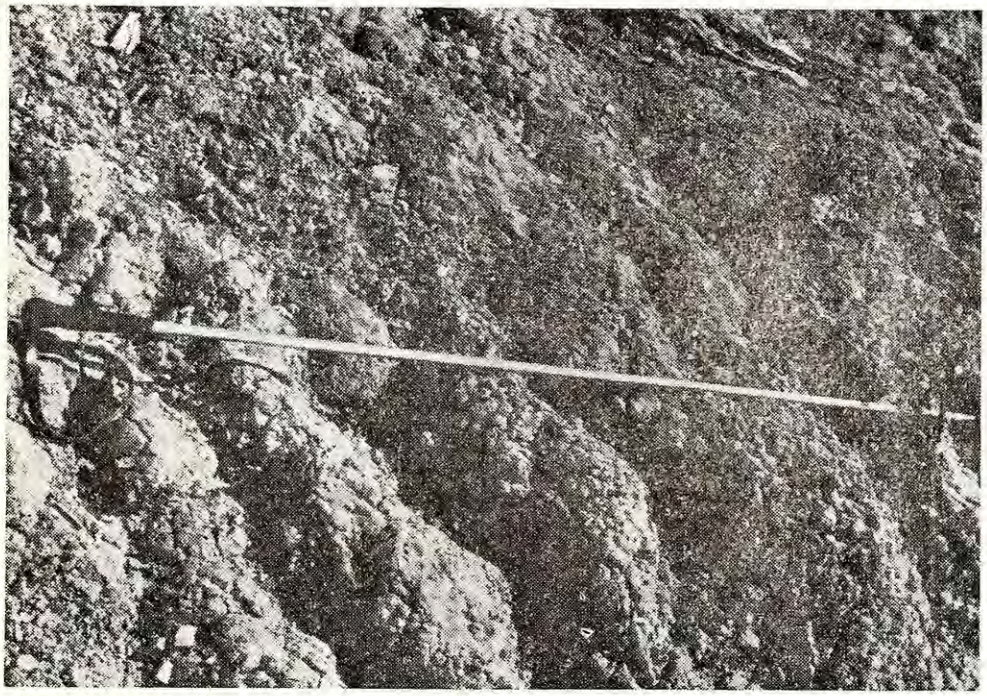


Foto 44: Grietas de secamiento hinchadas, sobre terreno inclinado, cerca del Observatorio del Infiernillo, a 4250 m.

En los terrenos más porosos, el hielo forma haces de muy largos cristales verticales, a modo de hebras, de varios cm de largo. Son los *pipkrakes* (alemán: *kammeis*) (foto 43).

Según STEINEMANN, los ejes ópticos son perpendiculares a las hebras. El gradiente de temperatura es vertical, y sabemos que dendritas de dirección cristalográfica $<11\bar{2}0>$ crecen mucho más rápidamente en el sentido del gradiente de temperatura (§ 1. 2. 4). La dilatación del agua al congelarse (9%) no basta para explicar los pipkrakes, cuya altura alcanza a veces el 40% de la capa helada. Intervienen las fuerzas de capilaridad, que chupan agua líquida del terreno vecino para reemplazar el agua congelada (DURIEZ).

Se pueden encontrar pipkrakes en el interior del suelo, que han crecido hacia abajo a partir del suelo helado, o en la superficie. Los pipkrakes superficiales crecen por su base y se elevan, levantando con ellos tierra y piedrecitas. La parte alta es más abundante que la base, pues el agua se va rarificando en el suelo a medida que el pipkrake crece, y a veces llega a formar una película continua.

Pipkrakes superficiales de hasta 7 cm de largo se forman normalmente en los Andes de Santiago entre 2500 y 3800 m en la época de fusión de la nieve. Se forman durante la noche y se derriten en la primera hora de sol. Hemos observado también pipkrakes "excéntricos", de forma incurvada.

En un pedrero, el agua forma una película de escarcha vidrio sobre las rocas. A veces se observan pequeños gránulos blancos, que provienen de gotas congeladas.

8. 5. *FORMAS PERIGLACIALES*

8. 5. 1. *Clasificación.* Proponemos la clasificación siguiente:

1) *Formas debidas a la expansión del agua al helarse*: Piedras solevantadas. Montículos con hielo subterráneo (palses), lacolitos de hielo. Polígonos de tundra.

2) *Formas debidas a la expansión del molisol al helarse*: Grietas de secamiento con hinchazón, manchas de tierra. Islotes de arcilla gris. Inyecciones, pliegues e involuciones (fenómenos de crioturbación).

3) *Formas debidas al escurrimiento del molisol*: Coladas superficiales de barro, con o sin diques laterales. Coladas espesas de rocas y limo, escalones con pasto (fenómenos de solifluxión).

4) *Formas debidas principalmente a la desaparición del material fino*: Suelos estructurales (estriados y poligonales). Empedrados.

5) *Formas mixtas.* Coladas de rocas sin limo. Glaciares de rocas. Depósitos de pendiente estratificados.

6) *Formas, en cuya elaboración interviene la vegetación*: Pequeños montículos con pasto (*tufas* o *thufur*), círculos y semicírculos de gramíneas. No hablaremos aquí de estas formas, muy frecuentes en los Andes de Santiago sobre los 2700 m.

8. 5. 2. *Acción directa de la congelación.* En ciertas pampas árticas abundan montículos de hasta 20 m de diámetro y 7 m de alto, con lentes de hielo en

su interior, y un cráter en la cumbre, de donde sale limo o turba pulverizada. Llevan nombres característicos: en Norteamérica: *mimas* y *pingos;* en Islandia: *rustes;* en URSS: *naledy* y *bolguniaji;* en Laponia: *palses,* nombre que parece imponerse. Se forman en lugares húmedos.

Encima de manantiales pueden formarse verdaderos lacolitos de hielo de hasta 6 m de alto y 100 m de diámetro.

En el extremo norte de Siberia y del Alaska se observan grietas que cortan el suelo en una red de polígonos, en general cuadriláteros, de 10 a 20 m de lado. Difieren por sus dimensiones mucho mayores y su regularidad de las grietas que produce el secamiento en un terreno arcilloso. Las grietas pueden tener varios decímetros de ancho y varios metros de profundidad, y están ocupadas por cuñas de hielo. El centro es en general deprimido. Llamaremos esta forma: *polígonos de tundra* (inglés: *ice-wedges;* alemán: *Eiskeilspalten, Tundrapolygonen*).

Según TABER, por tiempo sumamente frío y en ausencia de cubierta de nieve, se forman en el suelo rendijas de varios milímetros de ancho, por pura contracción térmica del suelo helado. Estas rendijas se llenan de hielo y crecen año tras año. Se trata, pues, de un fenómeno de tundra continental muy fría. Se encuentran con frecuencia polígonos de tundra fósiles, hoy día rellenados de sedimentos en vez de hielo, en lugares que tienen ahora un clima muy distinto, en Francia, por ejemplo.

8. 5. 3. *Formas debidas a la expansión del molisol al helarse.* Bajo este rubro clasificaremos los aspectos siguientes:

Grietas de secamiento con hinchazón de las celdas entre ellas, en terreno arcilloso (foto 44).

Manchas de tierra (alemán: *Erdflecken, Erdinseln*), de 10 a 50 cm de diámetro que emergen en medio del pedregullo. La forma y disposición son irregulares en terreno más o menos horizontal (foto 45), forman bandas estrechas y alargadas en el sentido de la pendiente cuando ésta es mayor. Constituyen en particular una forma transitoria durante la estructuración del suelo, entre los suelos poligonales y estriados de pequeño período, y el momento en que toda la tierra fina ha sido eliminada de la superficie.

Islotes de arcilla gris en la tundra, de 50 cm a 2 m de diámetro, que destruyen el tapiz vegetal (inglés: *tundra ostioles*).

Plieguecitos, involuciones e inyecciones de los estratos en el interior del suelo, reproduciendo a pequeña escala (unos decímetros) las figuras de la tectónica. A esto únicamente proponemos llamar *formas de crioturbación.*

En el caso de las grietas de secamiento con hinchazón y de las manchas de tierra, muy frecuentes en los Andes de Santiago (entre 3400 y 4100 m en la zona de La Disputada), hemos observado el crecimiento de estas formas en noviembre-diciembre, época en que manchones de nieve alimentan el suelo descubierto con abundante agua de fusión. En la tierra hinchada el hielo está bajo forma de grandes pipkrakes, en cuya formación, según dijimos, no sólo interviene la expansión del agua al helarse, sino sobre todo la atracción capilar.

En el caso de las *tundra ostioles,* de mayor tamaño, debe tener mayor importancia el hecho siguiente: cuando al final del verano el molisol vuelve a

Foto 45: Manchas de arcilla hacia los 4100 m, en los nacimientos del Río Blanco chileno (Nudo del Nevado Juncal).

Foto 46: Depósitos de pendiente estratificados, plegados durante el postglacial. (Gargantas del Río Yeso, Andes de Santiago).

helarse, lo hace primero por su superficie, y luego por las partes que encierran menos agua. Las últimas partes en helarse, aprisionadas entre suelo helado, brotan a la superficie.

Nunca se han observado pliegues e involuciones formándose. Bout hace intervenir ante todo la atracción capilar que chupa el agua a medida que va helándose en el suelo; Cailleux, la compresión del molisol a medio recongelado.

8. 5. 4. *Formas de escurrimiento.* Distinguiremos más netamente que lo han hecho los precedentes autores las *coladas superficiales de barro,* fluídas y bastante rápidas (10 a 50 m al minuto), y las *coladas espesas de barro y rocas.* Sólo éstas últimas entran en la categoría de los fenómenos de *solifluxión,* es decir de movimiento lento del suelo bajo su propio peso.

Entre las coladas superficiales, hay que señalar en primer lugar las coladas estrechas que corren sobre pendientes fuertes, por una canaleta, entre dos diques de 0,1 a 3 m de alto (inglés: *mudflows,* y los diques: *mudflows levees*). Se forman en la época de fusión de la nieve y se asemejan a los aludes de primavera. Están constituídos por una mezcla de barro, piedras, nieve y agua de fusión, y bajan con el conocido ruido de las coladas de concreto. Los bordes de la colada, menos flúidos, se depositan en parte, formando los diques laterales. Hemos observado numerosas coladas superficiales rápidas en verano en los Andes de Santiago, que bajaban desde los 4000-4500 m hasta 2800-2500 m.

Como en el caso de las coladas y aludes de nieve de primavera existen todas las transiciones entre este tipo de colada entre diques, con gran energía cinética, y las *pequeñas coladas superficiales de barro,* que se pueden formar debajo de un manchón de nieve, en los lugares por donde mana agua de fusión. Se observaron numerosas coladas pequeñas de ese tipo alrededor de la mina La Disputada, hacia 3500 m, sobre recias vertientes oeste, a fines de noviembre 1955. (Ese año hubo nevadas muy tardías, y luego una abundante actividad cumuliforme por las tardes, lo que provocó poca evaporación e intensa fusión). La tierra, rica en arcilla, es estable bajo pendientes mucho más fuertes que el pedregullo suelto. Por consiguiente, en la falda de cada pendiente de tierra las piedras desprendidas van a formar un pedrero, con pendiente de menos en menos fuerte y piedras de más en más gruesas a medida que se va bajando. Las coladas barrosas, nacidas en la pendiente de tierra, iban recubriendo el pedrero con material fino. En otros lugares menos inclinados no se trataba de un pedrero, sino de un empedrado con piedras de tamaño uniforme, que las coladas iban recubriendo de barro.

Estas observaciones nos explican el origen de los *depósitos de pendiente estratificados* (*dépots de pente,* de Guillien; *éboulis stratifiés,* de Cailleux), tan corrientes en la Cordillera Central, entre 2000 y 3600 m. Puede, teóricamente, haber dos casos, que no debe ser siempre fácil distinguir:

1) En las capas de piedras hay una clasificación según el tamaño: se trata de pedreros, formados en otoño, alternando con coladas barrosas, formadas durante la primavera.

2) No se nota clasificación alguna a lo largo de la pendiente: se trata de

empedrados, formados los años secos, que alternan con coladas barrosas, formadas los años excepcionalmente húmedos durante la primavera.

Espléndidos ejemplos de depósitos de pendiente estratificados se notan en las gargantas del Río Yeso, al borde de la carretera, plegados por un lento deslizamiento del conjunto (foto 46).

Como hemos dicho, reservaremos el nombre de *solifluxión* al escurrimiento lento de una espesa capa de molisol sobre el suelo helado, sobre el hielo (si se trata de una morena superficial) o sobre roca lisa. Puede ocurrir para pendientes de 3° a 24°, mientras que los escombros secos se mantienen sobre pendientes de 27° a 39°. Se forman así *coladas espesas y lentas,* de 20 a 200 m de ancho. Son muy abundantes en las montañas temperadas, pero poco frecuentes en los Andes centrales, probablemente porque el aire seco y frío no permite que el suelo se empape de agua líquida sobre un muy gran espesor.

Con el tiempo, cuando no se implanta la vegetación, el limo desaparece de la colada, y queda solamente una colada de bloques. Tal vez las famosas coladas de bloques de las islas Malvinas tengan este origen, tal vez se trate de glaciares de rocas, que estudiaremos luego.

Cuando hay una cubierta vegetal continua, el escurrimiento de una gran capa de débil espesor la rompe en tiras paralelas transversales, que dan lugar a los *escalones de pasto.* No hay que confundirlos con las innumerables sendas horizontales hechas por el ganado, mucho más frecuentes. Un bonito ejemplo se observa cada invierno en el camino de Santiago a Farellones, en el lugar llamado "El Manzanito", sobre una recia vertiente sur, alrededor de los 2000 m. Probablemente haya roca lisa debajo y no suelo helado, y nada tiene que ver ésto con la glaciología.

En todas las coladas, que sean superficiales o espesas, la mayoría de las rocas presentes se orienta con su mayor dimensión en el sentido de la pendiente, de manera a ofrecer menos resistencia, porque no van a la misma velocidad que el resto de la colada (en un río por el contrario las rocas ruedan y tienen tendencia a orientarse transversalmente). Según Cailleux en las coladas espesas de las montañas temperadas los bloques están menos inclinados que la pendiente, lo que muestra que bajan con mayor velocidad que el resto de la colada. En cambio Bout en Groenlandia, observó coladas con bloques más inclinados que la pendiente: debía tratarse de coladas superficiales.

En las coladas superficiales, según hemos comprobado, las rocas presentes en la superficie quedan arraigadas por su base y forman un obstáculo. Mantienen el pedregullo y la arena de la colada, mientras que el agua cargada de limo se infiltra por debajo. Así se forma al contacto de cada roca una cuña de tierra del lado del monte, y un hueco del lado del valle, y los bloques que estaban de plano sobre la pendiente toman una inclinación mayor.

8. 5. 5. *Estructuración periglacial.* El aspecto periglacial que más ha intrigado a los geólogos y ha dado lugar a mayor número de teorías, lo constituyen los *suelos estructurales,* red de piedras regularmente dispuestas, según polígonos en terreno plano, estrías en terreno inclinado. Las piedras suelen estar de canto, dentro de surcos deprimidos. Esta concentración de piedras se prolonga

Foto 47: Micropenitentes de tierra, aparecidos en un suelo helado horizontal, hacia los 3000 m, en los Andes de Santiago. La huella de pie da la escala.

Foto 48: Suelo poligonal de gran período, a 3500 m, cerca de la mina La Disputada de Las Condes.

Foto 49: Suelo estriado de pequeño período, durante la primavera, al amanecer: la tierra entre las hileras de piedras está erizada de pipkrakes.

más o menos hacia abajo. A veces puede reunirse con un plano subterráneo de piedras abundantes (*polígonos arraigados*), a veces no (*polígonos flotantes*).

Entre los *suelos estriados* (CORTE: *suelos en banda*), pondremos aparte las estrías de unos pocos centímetros de ancho que se forman en un suelo erizado de pipkrakes, por el mismo proceso que los micropenitentes (§ 4. 2. 3.), y no por efecto del viento, como lo dice TROLL. Estos tienen la dirección este-oeste y pueden formarse sobre terreno plano (foto 47), mientras que los suelos estriados se forman sobre terreno inclinado y siguen la dirección de mayor pendiente (foto 49).

Hay suelos estriados de pequeño período (distancia entre dos hileras de piedras: unos 20 cm), relacionados con los surcos de fusión (véase 4. 2. 1.), y suelos estriados de gran período (1 a 3 m), cuyas hileras de piedras son también más anchas. Hemos observado casos en que ambos existían simultáneamente.

Asimismo existen *suelos poligonales* de pequeño período, en relación con las grietas de secamiento hinchadas, y polígonos de gran período (1 a 8 m de diámetro (foto 48). Estos últimos, más frecuentes sobre los terrenos morénicos poco compactos, se transforman gradualmente en suelos estriados de gran período cuando aumenta la pendiente.

Se observan suelos estructurales en lugares fríos con nieve bastante abundante, pero no persistente: Spitzberg, costa oeste de Groenlandia, Noruega, Escocia, Alta Cordillera subtropical. En los Andes de Santiago, son muy frecuentes, entre 3400 m y 4200 m. Muchas veces hay vegetación presente, pero no en los Andes de Santiago, en donde hemos estudiado su formación. O bien, nuestra explicación ha de ser modificada cuando hay vegetación, o bien el arraigamiento de la vegetación es posterior a la formación de los polígonos.

Como en el caso de los penitentes, hay más teorías (12 en el año 1950), que observaciones de verdadero valor. Los suelos estructurales se forman en la época de fusión de la nieve, y es en esa época que conviene estudiarlos. En esa época, cortes practicados en suelos estriados cordilleranos (en medio de la tarde, días despejados de noviembre) nos han mostrado que el suelo helado se hallaba más cerca de la superficie debajo de las hileras de piedras que entre ellas (por ejemplo, a 18 cm bajo las piedras y a 54 cm en el centro, para un suelo estriado de período, 1 m, con una pendiente de 36°). Sin embargo, agua de fusión muy cargada en limo corre en alto entre las piedras de la hilera, mientras que entre ellas existen un molisol muy empapado de agua, pero casi impermeable.

Esta constatación nos conduce a la explicación siguiente de los suelos estructurales cordilleranos.

Los suelos estructurados son un mecanismo de erosión, de ablación del suelo, en regiones nevadas sin chaparrones de verano (que se llevarían las piedras y formarían arroyuelos y barranquitos). La concentración de piedras en las hileras se debe ante todo a la eliminación del material fino. Cuando el agua de fusión corre por un lugar, llevándose este material fino, el caudal en ese lugar aumenta más y más. Pero el frío nocturno penetra más fácilmente, y el suelo helado se halla a una mayor altura. Esto condiciona la distancia entre las hileras: para una distancia más pequeña, el agua corriente abandonaría su

lecho elevado e invadiría el molisol. Para una distancia mayor se formaría una hilera intermedia.

La rarefacción de las piedras entre las hileras se debe a su caída lenta a través del molisol, menos denso. Cuando existe un permafrost que las retiene, posiblemente se obtengan entonces polígonos arraigados. El enderezamiento de las piedras (que es cuanto más notable que el terreno está más hinchado entre las hileras), se debe a la compresión lateral que ejerce el molisol al congelarse.

Llamaremos ese mecanismo, que ocurre sobre cualquier terreno heterogéneo, pendientes de escombros, coladas de bloques con limo, antiguas morenas o glaciares de rocas: *estructuración periglacial.* Puede ser rápida y los polígonos formarse en un sola temporada.

Sobre terrenos planos y más impermeables, en la vecindad de lagunas, se suelen observar *empedrados*: un mosaico de piedras contiguas puestas de plano. La formación de un empedrado por eliminación del limo, debajo de una cubierta de nieve, ha sido observada en el Ural por Boch (1946).

8. 5. 6. *Glaciares de rocas.* Se llama *glaciar de rocas* (inglés: *rock glacier),* o mejor *glaciar de escombros* (Corte), montones de material morénico en forma de lengua glaciar (aunque de sección transversal más o menos plana), que muchas veces no siguen la línea de mayor pendiente, sino que corren paralelamente a las laderas verticales de un valle (foto 50). En su nacimiento se confunden con las pendientes de escombros vecinas. Más abajo presentan hinchazones, olas en el sentido de la pendiente. Más abajo aún, la pendiente se vuelve débil, y las olas son transversales y arqueadas, dando la impresión de una fluencia, un movimiento como el del glaciar. Están entonces en relieve sobre el terreno vecino. Las laderas y frentes de los glaciares de escombros tienen una pendiente de 35° a 45°, superior a la pendiente normal de los escombros.

Un glaciar de escombros en plena "madurez" tiene una estructuración periglacial avanzada, es decir, que las piedras se han concentrado en los surcos entre las olas y están enderezadas (foto 51). En esta fase el frente del glaciar de escombros avanza aún muy lentamente (medio metro a un metro al año), debido a la expansión del molisol al helarse. El avance haciéndose por la parte alta, esto explica la fuerte pendiente del frente. Con el tiempo llega la "vejez" del glaciar de escombros: toda la tierra ha desaparecido de la superficie, que se compone únicamente de grandes bloques, y el glaciar se ha totalmente inmovilizado. Es sobre todo este tipo que ha estudiado Kesseli (1941) y que merece el nombre de glaciar de rocas.

El origen del material morénico puede ser un glaciar en retroceso, con abundante morena de ablación. Por ejemplo el Glaciar de la Rinconada (nacimiento del Río Blanco Chileno, Andes de Santiago), se prolonga en su parte baja por un glaciar recubierto y más abajo por un glaciar de rocas. También es el caso para muchos glaciares que alimentan los Ríos Colorado y Yeso. El glaciar descubierto puede haber desaparecido hoy día totalmente: por ejemplo al sur del Polleritas, en el Estero del Perdido (valle del Río Colorado).

Muchas veces, sin embargo, no llegó a constituirse un verdadero glaciar, con hielo aparente, sino solamente un glaciar subterráneo. Tal parece ser el

Foto 50: Glaciar de escombros del Infiernillo.

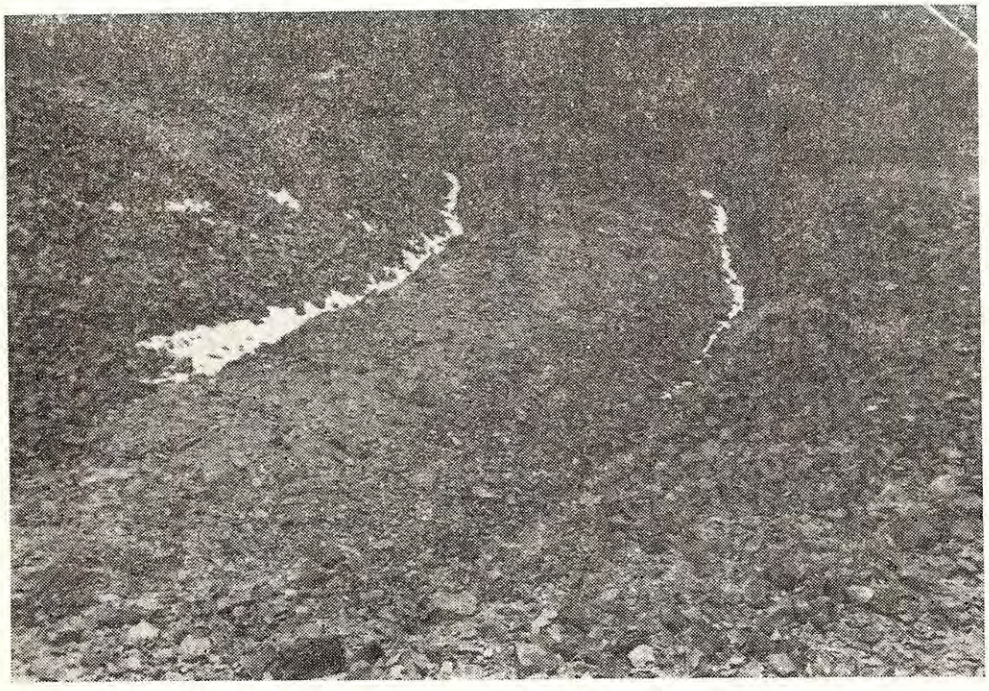


Foto 51: Glaciar de escombros del Infiernillo. Detalle mostrando la estructuración periglacial, y la nieve que persiste en los huecos.

caso para la mayoría de los glaciares de rocas que hay en los nacimientos del Río Blanco Chileno y del Estero Monos de Agua.

El agua de fusión, y por consiguiente, la ablación del material fino, son más abundantes en la falda de la montaña que en la lengua del glaciar de escombros. Así se forma un foso que lo separa de la montaña. Al mismo tiempo la estructuración periglacial, intensa en ese material heterogéneo poco compacto, forma surcos y olas, que el lento movimiento del glaciar incurva. El aspecto final es así el de un glaciar de rocas que ha tenido una larga trayectoria paralelamente a la falda de la montaña, con empujes sucesivos, cuando en realidad el trayecto ha sido corto.

Los glaciares de rocas son característicos de las montañas, en donde las fuertes lluvias son desconocidas, sea porque los veranos son muy secos, sea porque permanecen fríos: Andes de Santiago y Sierra Nevada de California; Alaska central y Península Chukcha; Laponia y Spitzberg. En todas esas regiones la gelivación es intensa, las morenas abundantes, y se observa estructuración periglacial.

Capítulo IX

LOS GLACIARES ACTUALES Y SUS VARIACIONES

9. 1. *GEOGRAFIA DE LOS GLACIARES ACTUALES*

9. 1. 1. *Superficie actual.* Según estimaciones de VON KLEBELSBERG, en su obra capital (1949), corregidas en lo que se refiere a Groenlandia y los Andes, la superficie de los glaciares actuales es aproximadamente el 10% de la superficie total de los continentes y se descompone como sigue:

Antártico	13.500.000	km²
Tierras del Artico	2.050.000	"
Otros lugares (incluyendo Alaska e Islandia)	150.000	"
Total:	15.700.000	km²

La masa de hielo inmovilizada bajo forma de hielo y recargando los continentes depende ante todo del ignorado espesor del hielo antártico. En caso de fusión total haría subir el nivel de los mares de unos ochenta metros.

Los glaciares fuera del Antártico y del Artico, aunque no alcancen el 1% de la superficie total, tienen una gran importancia económica, por estar en medio de regiones pobladas. Su exploración no se debió, sin embargo, a intereses económicos, sino en general deportivos, debido al atractivo de la Alta Cordillera, sobre el hombre de las ciudades. La superficie indicada se descompone así:

Alaska y Canadá oeste	58.000	km²
Asia central e Himalaya	37.000	"
Andes Patagónicos	24.000	"
Islandia	13.500	"
Escandinavia	5.000	"
Alpes	3.600	"
Otros lugares	10.000	"

Vamos a estudiar brevemente la repartición de los glaciares actuales en el mundo, fuera de los Andes chileno-argentinos y de la Antártida, que serán el objeto de capítulos aparte. El lector interesado encontrará mayores detalles y referencias en la citada obra de VON KLEBELSBERG.

Presentamos un novedoso mapa en proyección estereográfica polar, proyección que hoy día debería ser utilizada no sólo para las regiones polares, sino para Norteamérica, Europa y Asia, pues sólo en los trópicos la deformación que introduce se vuelve comparable con la deformación introducida por la tan generalizada proyección de Mercator (fig. 36). En él hemos figurado las principales zonas industriales o de agricultura intensiva. Este mapa muestra la importancia estratégica y geopolítica de las regiones polares árticas.

9. 1. 2. *El Inlandsis.* En el Artico descuella, entre 82° y 60° lat. N., el Hielo Continental de Groenlandia o *Inlandsis,* que, según BAUER, cubre 1.726.400 km², o sea, los 4/5 de Groenlandia (incluyendo las islas inmediatamente adyacentes), y se eleva gradualmente hasta los 3200 m. de altitud. Los glaciares y campos de hielo periféricos cubren 76.000 km² más.

Según las observaciones de WEGENER y de las Expediciones Polares Francesas, esta masa de hielo enfría el aire a su contacto y produce un anticiclón permanente, y vientos radiales que pueden ser muy violentos en la periferia. Pero eso sólo en una capa delgada de aire, de unos 30 a 300 m de espesor (BOUCHÉ). En altura, el aire queda sometido a los vientos de oeste y es atravesado por perturbaciones, responsables de las precipitaciones que alcanzan el Inlandsis.

La precipitación anual sobre el Inlandsis es de unos 35 cm, y el límite de las nieves persistentes, de 1400 a 1500 m. En la extremidad noreste, las precipitaciones disminuyen hasta 8-15 cm.

9. 1. 3. *Zona subpolar seca.* Alrededor de la región Groenlandia-Polo Norte, la precipitación no es mucho mayor: alcanza unos 40 cm en la Isla de Baffin (67° a 70° lat. N.), pero el tiempo mucho menos despejado disminuye la ablación. Alrededor de Groenlandia (salvo en su extremidad NE), hay bajas presiones casi permanentemente (véase, por ejemplo, GEORGE, 1946). Debido a ello, el límite de las nieves persistentes baja considerablemente:

AMERICA	Latitud N.	Altitud
Tierra de Grinell (Isla Ellesmere)	80°	100 m.
Cabo York (Groenlandia O.)	76°	300–350 "
Isla Baffin	70°	870 "
	67°	1550 "

EUROPA	Latitud N.	Altitud
Archipiélago Francisco José	80°–82°	100–120 "
Spitzberg Oeste	80°	400–500 "
Nueva Zembla N.	77°	400 "
	73°	600 "
Noruega	70° 30'	800 "
	67°	1 000 "
	60° 30'	1 600 "

En esta faja periférica abundan montañas con impresionantes picachos, que alcanzan 3000 m, en la Isla Ellesmere; 1700 m, en la Isla Bylot; 2156 m, en la Isla Baffin (Tete Blanche); 3900 m en la costa oriental de Groenlandia (Monte Gibson); 1730 m, en los Spitzberg (Monte General Perier); 1580 m, en el Archipiélago Francisco José (Monte Richthofen); 1186 m, en Nueva Zembla (Pico Viltsek); 2042 m, en Islandia (Oraefajökull), 2038 m, en Noruega.

Esta faja de islas montañosas está rodeada en sus tres cuartas partes por un continente, si consideramos como tal al Océano Artico helado. En invierno, un campo de nieve ininterrumpido, se extiende desde el norte de los Estados Unidos hasta Mongolia. En verano, los rompehielos alcanzan a mantener abierto el paso del noreste, a lo largo de las costas de Siberia; pero no el paso del noroeste, a lo largo de Canadá y Alaska.

En las tierras montañosas consideradas, entre Groenlandia y el "continente ártico", abundan los extensos campos de hielo que se mantienen desde el período glaciario, con una precipitación y una ablación reducida, y un caudal pequeño, a pesar de su extensión (tipo subpolar seco). Señalamos, a continuación, la superficie de los principales campos de hielo:

Isla Ellesmere (muy poco explorada aún)	unos 50.000 km²
Isla Devon	" 20.000 km²
Isla Bylot	" 6.000 km²
Isla de Baffin: Barnes Ice Cap (70° lat. N.) . . .	6.000 km²
Isla de Baffin: Penny Ice Cap (67° lat. N.) . . .	5.900 km²
Severnaia Zemlia: Isla Komsomoletz: 80 —90% . .	45.000 km²
Severnaia Zemlia: Isla Revolución de Octubre: 50—60%	
Archipiélago Francisco José (un centenar de islas): 90%	18.000 km²
Spitzberg N. E.: 66%	10.800 km²
Novaia Zemlia (Nueva Zembla) norte:	30.000 km²

9. 1. 4. *Zona subpolar húmeda atlántica.* La otra cuarta parte de la circunferencia alrededor de Groenlandia, lo constituye el Atlántico Norte. Tiene aguas anormalmente templadas y saladas, que le son traídas desde la zona tropical de las Antillas, por prolongaciones difusas y ramificadas de la Corriente del Golfo. El frente de estas aguas tropicales se extiende superficialmente hacia el norte, en verano, alcanzando Islandia, Escandinavia y el Spitzberg oeste, y retrocede en otoño. (Para más detalles, véase SVERDRUP, 1943, y LE DANOIS, 1938). El aire, al contacto de esta agua más templada que él, se humedece.

Debido a este flujo de humedad, Islandia, el Spitzberg oeste y Noruega, tienen abundantes precipitaciones y glaciares activos. En la volcánica Islandia, las nieves persistentes se elevan de 1050 m al S. O., hasta 1650 m, al N. E. Los principales campos de hielo son: en la parte sur, el Glaciar Vatna (o Vatnajökull, 8.800 km²) y el Glaciar de Myrdal (1.000 km²); en el centro, el Glaciar Hofs (1.350 km²), y el Glaciar Lang (1.100 km²). La precipitación anual sobre el Glaciar Vatna se avecina de 3 m al año.

En el Spitzberg oeste, el campo de hielo de Isachsen (800—900 m de altura), se devierte por glaciares muy grandes y rápidos: Glaciar Monacó hacia el

norte (40 km. de largo); Glaciar King, hacia el sur (45 km., velocidad de 8 m al día), (AHLMANN, 1948). Más al este, en medio de grandes picachos graníticos, el Glaciar Lome, alcanza 60 km. de largo.

Por fin, en Escandinavia, hay unos 5.000 km² de glaciares, principalmente al N. O. de Oslo (Jostedalsbrae, 855 km²), y en el círculo polar ártico (Svartisen, 450 km².).

9. 1. 5. *Zona subpolar húmeda pacífica.* El análogo de la Corriente del Golfo en el Atlántico, lo constituye en el Pacífico el Kuro Shio, corriente caliente que viene del sur del Japón. Parte de esta corriente, después de haberse mezclado hacia 40° lat. N., con la corriente fría del Oya Shio, cruza el Pacífico y alcanza las costas de América, hacia 45° lat. N. Una parte gira entonces hacia el norte (Corriente de Alaska), la otra hacia el sur (Corriente de California).

Aunque de aguas más frías que la Corriente del Golfo, la Corriente de Alaska, por venir de latitudes más bajas, se comporta como una corriente caliente, y carga de humedad los vientos de oeste. Estos vientos se enfrentan con las muy elevadas cordilleras de Alaska meridional y de Columbia Británica, lo que ocasiona intensas precipitaciones (6 a 13 m al año), y la más extensa acumulación de glaciares fuera de las regiones polares.

Hay en Alaska tres cordilleras paralelas:

1) *La Cordillera de la Costa.* De oeste a este: Península Kenai (2.400 m); Chugach Mountains (4.050 m); Saint-Elias Range (5.955 m); Fairweather Range (4.658 m). En la vertiente Pacífico, el límite de las nieves persistentes se halla a 600-800 m, y ciertos glaciares (Malaspina, Columbia), llegan hasta el mar, mientras que en la vertiente opuesta, las nieves persistentes se mantienen a 1.800-1900 m, y el frente de los glaciares, a 1.200-1.500 m.

Entre los inmensos glaciares de esta región, descuella el Glaciar Malaspina, glaciar pedemontano de 3840 km², más o menos circular, con un frente de 150 km (3 km sobre el mar). Es alimentado por el Glaciar Seward superior, un extenso campo de hielo ubicado entre los Montes Logan (5955 m) y San Elías (5495 m), y por tres otros glaciares. El conjunto de los glaciares Seward superior, Seward inferior y Malaspina sobrepasa los 100 km de largo. El Glaciar Malaspina se halla enteramente en la zona de ablación. Su periferia está recubierta por una morena de 1,5 a 3 m de espesor, de 15 km de ancho, sobre la cual se ha desarrollado un tupido bosque de 200 km².

2) *Los Montes Wrangel,* volcánicos (Monte Blackburn, 4920 m), en donde el Glaciar Nabesna alcanza 70 km de largo.

3) *La Cordillera de Alaska* (Monte Mac Kinley, 6187 m). El límite de las nieves persistentes es 1350-1500 m en la vertiente Pacífico (vertiente sur), 2250-2400 m en la vertiente opuesta. Varios glaciares alcanzan 40 km de largo. El Glaciar Sushitna, que recibe 12 glaciares afluentes, mide 45 km de largo por 3 de ancho, y el Glaciar Muldrow (vertiente N. O. del Mac Kinley), 72 km.

Hacia la extremidad sur de Alaska, en donde la precipitación es aún de 2 a 4 m al año, por 59° lat. N., el Juneau Icefield, intrincada red de campos de hielo y glaciares, cubre más de 2.600 km².

9. 1. 6. *Canadá, Estados Unidos, Méjico.* En Canadá existe una Cordillera de la Costa (Cascada Range), prolongación de la Cordillera de Alaska, y una Cordillera oriental o Montañas Rocosas, ambas muy húmedas.

En la Cordillera de la Costa se destacan las George Dawson Mountains (51°10′ a 51°30′), con el soberbio Monte Waddington (4000 m). El glaciar S.E. del Monte Waddington tiene 24 km y baja hasta 150 m de altitud.

Las precipitaciones son también muy abundantes en las Montañas Rocosas (5,4 m/año en la vertiente este), lo que ocasiona, entre 51° y 52°30′ lat. N., un gran número de glaciares que alimentan los ríos Athabaska, Saskatchewan y Columbia. Las nieves persistentes aparecen a 2500-2800 m, las cumbres más altas alcanzan 3300 m, y los glaciares bajan hasta 1800 m.

Pero el máximo de precipitaciones se observa entre ambas cordilleras, en la Selkirk Range (Monte Dawson, 3387 m): ¡se han medido más de 14 m de precipitación anual! Las nieves persistentes bajan hasta 2300-2100 m.

En los Estados Unidos, al sur de 48° lat. N., desaparecen los vientos de este y las Montañas Rocosas se vuelven secas y sin glaciares. En cuanto a la Cascade Range, se compone allí de conos volcánicos aislados, de los cuales fluyen radialmente numerosos glaciares. El mayor es el Monte Rainier (4380 m, 46°51′ lat. N.), con sus 25 glaciares, uno de los cuales tiene 16 km de largo por 7 de ancho y baja hasta 1050 m. El más meridional es el Monte Shasta (4330 m, 41°24′ lat. N.), con 5 glaciares solamente, el más largo de 3,4 km y bajando hasta 2500 m.

Más al sur, en la Sierra Nevada (Monte Whitney, 4480 m), protegida de la humedad del Pacífico por la corriente fría de California, las nieves persistentes suben hasta 3000-3200 m y sólo existen pequeños glaciares de circo.

En la Sierra Madre (Méjico), la línea de equilibrio de los glaciares sube hasta 4600 m. Existen solamente sobre los Volcanes Popocatepetl 5440 m, (White, 1954) e Ixtaccihuatl (5286 m).

9. 1. 7. *Alpes, Cáucaso.* Los Alpes cubren una área de 175000 km², de los cuales 3600, o sea el 2% está constituída por glaciares. El límite de las nieves persistentes es de 2700 m en el Oberland Bernés (Finsteraarhorn, 4275 m), directamente sometido a los vientos atlánticos, y se eleva a 3200 m en el Monte Rosa (Dufour Spitze, 4638 m). Estas son las dos regiones de mayor glaciación, ambas en Suiza, seguidas por los Alpes del Ötztal (Wildspitze, 3774 m) en Austria, y la región del Monte Blanco (4807 m) en Francia.

La cartografía de los Alpes ha alcanzado una precisión igualada en ninguna otra parte del mundo, y el estado de sus glaciares es conocido en sus más mínimos detalles. En el año 1889 había 29 glaciares de más de 15 km² de superficie, siendo los más importantes:

Nombre	Lugar	Superficie	Longitud	Altitud del frente
Aletsch	Oberland	115,1 km²	26,8 km	1360 m
Gorner	Monte Rosa	67,2	15	1840
Mer de Glace	Monte Blanco	55,3	15	1150
Fiescher	Oberland	41	16,1	1500
Unteraar	Oberland	39,3	16	1880

En el Cáucaso hay unos 2000 km² de glaciares, o sea 1,5% de su área total. Están todos situados en la parte oeste, al borde del Mar Negro, fuente de humedad. Las nieves persistentes se hallan a 3100-3300 m en la vertiente sur, hacia el Mar Negro, y a 3700 m en el lado opuesto. Pero muchas veces no existe nevero propiamente tal: los glaciares se hallan muy bajo, en profundos valles, y son alimentados por los rodados que caen de las empinadas laderas. La mayoría de los glaciares se encuentran sin embargo en la vertiente norte, en donde los valles tienen menor pendiente. Seis de ellos alcanzan 12 a 14 km de largo y bajan hasta 1750-2100 m.

Hay que poner aparte, más al este, la cúspide del Volcán Elbruz (5630 m), cubierta por un casquete de hielo de 200 km². Allí el límite del nevero retrocede hasta los 3700-3900 m, y el punto más bajo del casquete de hielo se halla a 2340 m.

9. 1. 8. *Asia Central.* En el sinnúmero de cordilleras aproximadamente este-oeste que rodean las elevadas y áridas mesetas del Asia central se pueden distinguir cinco grandes regiones montañosas:

a) La región Saian-Altai, entre el Lago Baikal y la Dzungaría.

b) El Tienchan, que cubre la República Socialista Soviética de Kirguizia y el Sinkiang (Turkestan chino) central.

c) El Alai y el Pamir, en la R. S. S. de Tadjikistan.

d) El Indukuch y el Karakorum, en el Afganistán oriental y el Cachemira.

e) Los Montes Himalaya, entre el Tibet y la India.

La región Saian-Altai comprende cuatro cordilleras:

1ª: Montes Saian (3450 m).

2ª: Montes Jarakere (4500 m), Janjujei y Jangai.

3ª: Montes Katun (4550 m), Chuia y Birch Irdu.

4ª: Tabin Bogdo Ola (4500 m), Altai sur y Altai mongol.

En toda la región el límite de las nieves persistentes oscila entre 2500 y 3000 m. Existen unos 500 glaciares, comparables a los glaciares de los Alpes, que cubren en total unos 600 km². El único grande es el Glaciar Potanin, en el Tabin Bogdo Ola, que tiene 20 km y baja hasta 2750 m.

Los Tienchan o Montes Celestes están constituídos por un gran número de cordones montañosos este-oeste, culminando entre 4000 y 5000 m, que se desprenden de una cordillera de mayor altura, fronteriza entre la URSS. y la China. Esta última comprende, de oeste a este: la Cordillera de Fergana (5200 m), el Kokchaal-Tau (6200), el Terskei-Tau oriental (Pico Pobieda: 7439 m; Jan Tengri: 6995 m), el Chalik-Tau (5500 m) y por fin, al este de Uramchi, los Montes Bogdo-Ola (6500 m).

La humedad viene del noroeste, y por ello el límite de las nieves, que es de unos 3300 m al noroeste, se eleva a 3700-4100 m en la línea de más altas cumbres. Al mismo tiempo los glaciares van cambiando de carácter. Los glaciares de tipo alpino, con un circo y un extenso nevero, largos de 10 km al máximo, son reemplazados por inmensos glaciares de valle, que nacen a 4000-4500 m entre inmensas montañas y llegan a alcanzar 20 o hasta 85 km (el más largo glaciar fuera de las regiones polares y subpolares). Estos glaciares están cubiertos en su parte baja por una espesa capa de detritos que los pro-

L. Lliboutry
Nieves y Glaciares
CORDILLERAS DEL HEMISFERIO NORTE
Proyección azimutal equidistante polar
Escala a lo largo de los meridianos:
Kilometros:
0
1000
2000
3000
Extensión máxima de la banquisa
Extensión mínima de la banquisa
Zonas de mayor población o de gran industria
Cordilleras (las de Groenlandia están ocultadas bajo el hielo)
© Luis Lliboutry ~ Inscripción nº 18210 ~ 1956
OCEANO ARTICO
MAR DE BERING
MAR DE OJOTSK
MAR DEL JAPON
JAPON
COREA
CALIFORNIA
GREAT BASIN
COLORADO PLATEAU
MONTAÑAS ROCOSAS
Sierra Nevada
Cascade Range
Sierra Madre Occidental
Sierra Madre Oriental
Bitterroot Rge
Selkirk Rge
Bighorns
Sangre de Cristo R.
Río Grande
Río Missouri
Río Mackenzie
Río Yukon
ALASKA
Cord. de Alaska
Mtes. Wrangel
Brooks Range
Río Saskatchewan
R. Athabaska
GOLFO DE MEXICO
Mtes. Apalaches
BAHIA DE HUDSON
LABRADOR
TERRA NOVA
GROENLANDIA
Inlandsis
ISLA ELLESMERE
ISLA BAFFIN
MAR DE BAFFIN
Est. de Davis
MAR DE BEAUFORT
I. BANKS
I. VICTORIA
I. WRANGEL
NUEVA SIBERIA
MAR DE LOS LAPTEV
Río Lena
Montes Stanovoi
Río Amur
Gran Jingan
Montes Iablonoi
MONGOLIA
Desierto de Gobi
L. Baikal
Hoang Ho
YUN NAN
Río Jenisei
ALTAI
DZUNGARIA
TIEN CHAN
KUEN LUN
TIBET
ASSAM
NEPAL
SIKKIM
CACHEMIRA
AFGHANISTAN
Río Indus
Río Ob
Ural
MAR DE KARA
NUEVA ZEMBLA
SPITSBERG
MAR DE BARENTS
LAPONIA
ESCANDINAVIA
MAR BLANCO
MAR BALTICO
MAR DEL NORTE
Río Volga
MAR CASPIO
Cáucaso
IRAN
Elburz
Río Eufrates
Carpatos
Alpes
Pirineos
Balkanes
Río Danubio
MAR MEDITERRANEO
Atlas
Sierra Nevada
Taurus
Líbano

tege de la fusión. Es el tipo turkestánico de Von Klebelsberg (1938). Señalamos a continuación los principales:

Nombre	Lugar	Vertiente	Longitud	Altitud del frente
Inilchek	Jan Tengri	Oeste	85 km	2770 m
Koikaf	Pico Pobieda	Noroeste	70	—
Koprsai	Chalik Tau	Norte	35	3175
Seminov	Jan Tengri	Noroeste	32	3600

Más al este, en los Bogdo Ola lindantes con el desierto de Tarim, la fuerte pendiente de los valles impide a los glaciares alcanzar grandes proporciones.

Alai-Pamir. Entre las dos cuencas petrolíferas de Andichan y del Uzbekistan, en el Alai (Pico Baba, 6000 m), las nieves persistentes suben de 3900 a 4500 m de oeste a este.

El Pamir es una muy alta región montañosa de unos 300 x 350 km, cuyas aguas se vierten en el Amu-Daria. Sus más altas montañas están en la periferia: al noroeste se alza la Cordillera Pedro el Grande (Pik Eugenia Korchenevska, 7105 m) y el nudo del Pico Stalin (7495 m); al norte el Transalai (30 km sobrepasando los 6000 m, Pico Lenín: 7127 m); al este la Cordillera de Kachgar (Pico Kungur, 7665 m), y al sur la Cordillera de Vachan (Pico Engels, 6550 m).

La temperatura es muy baja, siendo el promedio anual en los valles, a 3000 m de altitud —1°C. Los veranos son muy secos y asoleados (se han medido ablaciones de 5 cm de agua al día). Las nieves persistentes, o mejor dicho las líneas de equilibrio de los glaciares, se hallan a 4400 m en las vertientes norte, 5400 m en las vertientes sur. Los glaciares son del mismo tipo turkestánico que en el Tienchan central: alimentados por rodados desde los cerros circundantes, cubiertos por espesas capas de detritos. El glaciar Fedchenko, al norte del Pico Stalin, alcanza 77 km, y el Glaciar Garmo (Cordillera Pedro el Grande) sobrepasa los 40 km.

Al este del Pamir, en el Kuenlun y el Nanchan, el límite de las nieves persistentes sube hasta los 6000 m.

9. 1. 9. *Indukuch y Karakorum.* En el Afganistán oriental, la Cordillera del Indukuch (Tirich Mir, 7750 m) tiene numerosos glaciares, los mayores de 27 y 31,5 km. De oeste a este el límite de las nieves persistentes crece de 4500 a 5000 m. Más al oeste, en el Karakorum, crece de 5000 a 5500 m.

En el Karakorum ya no son los veranos secos, y hay precipitaciones todo el año. Los glaciares, que en su parte baja se asemejan a los del Turkestán (gran cobertura de detritos, foso periférico que los separa de las márgenes, numerosos lagos sobreglaciales, grandes pirámides de hielo blanco sobrepasando del glaciar cubierto), se prolongan hasta las cumbres de las montañas por espesos glaciares de tipo himalayo. Debido al mal tiempo y a la altura imponente de las montañas (más alto: K2 o Chogori: 8614 m), el Karakorum constituye la mayor extensión de hielos fuera de las zonas polares y subpolares:

13660 km² de glaciares, 28% de su superficie. Los mayores son, según MACHATSCHEK:

Nombre	Exposición	Superficie	Largo	Altitud del frente
Siachen	S. E.	1150 km²	75 km	3700 m
Baltoro	O.	754	57	3500
Biafo	S. E.	620	59	3160
Panmah	S.	518	43	3470
Hispar	O.	326	62,2	3000
Batura	E.	282	57,5	2460

9. 1. 10. *Himalaya.* Al sur del Karakorum y del Tibet, los Montes Himalaya constituyen una cordillera ininterrumpida de 2500 km de largo. De oeste a este se pueden distinguir: el Himalaya del Cachemira (Nanga Parbat, 8115 m), el Himalaya del Garhval (Nanda Devi, 7820 m), el Himalaya del Nepal central (Daulaghiri, 8171 m), el Himalaya del Nepal oriental (Monte Everest o Chomolungma, 8840 m), el Himalaya del Sikkim (Kangchenyunga, 8579 m), y el Himalaya del Assam (Namcha Barva, 7755 m?).

Esta cordillera recibe del S. E. las muy fuertes precipitaciones de la monzón en julio y agosto. Caen 3 m de agua en Darjiling (Sikkim), 1 m en Srinagar (Cachemira). Las altas cumbres reciben el equivalente de 5 ó 7 m de agua al año, bajo forma de nieve. Notables son los glaciares colgantes y en ciertos lugares la formación de nieve plumada (§ 3. 2. 6). Los aludes ininterrumpidos forman un corto nevero muy alimentado al nacimiento de los valles. El límite de las nieves persistentes se establece a 4500-5000 m. Las fuertes pendientes en general impiden muy largos glaciares, pero son rápidos y activos hasta su frente. El Glaciar Rakiot (Nanga Parbat), de 15 km de largo, recorre 800 m al año, y baja hasta cerca de 3000 m (FINSTERWALDER, 1937). En el Sikkim son más lentos, más recubiertos, y sólo alcanzan 4000 m (más largo: Glaciar Zemu, 25 km).

La vertiente tibetana, expuesta a vientos huracanados fríos y secos, tiene caracteres turkestánicos.

9. 1. 11. *Montañas ecuatoriales y tropicales.* En *Venezuela,* en la Cordillera de Mérida (La Columna, 5005 m) existen pequeños glaciares colgantes.

En *Colombia* la Cordillera central (Nevado de Cocuy, 5490 m) y la Oriental (Pico Cristóbal Colón, en la Sierra Nevada de Santa Marta, 5300 m) tienen glaciares que bajan hasta 4300 m.

En *Ecuador* los Volcanes Chimborazo (6310 m) y Cotopaxi (6005 m) tienen glaciares radiales de hasta 3 km de largo.

Pero es en el *Perú* en donde los glaciares toman gran desarrollo. La Cordillera Blanca (Huascarán, 6768 m), entre 8°45' y 9°15' de latitud sur, y la Cordillera de Huayhuach (Yerupajá, 6634 m), entre 10°10' y 10°30' lat. S., tienen en conjunto 1000 km² de glaciares. Sus espléndidas cumbres graníti-

cas, con glaciares colgantes, tremendas cornisas y nieve plumada, recuerdan por su aspecto los Himalaya. Los glaciares más largos tienen 6 km y bajan hasta 4500-4100 m. El límite de la nieve persistente se establece hacia los 4900-5000 m.

Más al sur, la Cordillera occidental se vuelve seca como en el norte de Chile: la nieve desaparece por completo durante el verano del Volcán Misti (5855 m). Ya en *Bolivia,* el Volcán Sajama (6400 m) sólo ostenta un pequeño glaciar.

Pero la Cordillera oriental cobra altura y rivaliza de belleza con la Cordillera Blanca. De norte a sur se extienden las Cordilleras de Vilcabamba (Salcantay, 6271 m), de Vilcanota (Ausangate, 6384 m), y de Carabaya (aún inexplorada). Este carácter himalayo se conserva en la Cordillera Real de Bolivia (Illampú, 6362 m).

En el *Kenia,* el Ruwenzori (5119 m), el Kenia (5195 m) y el Kilimandcharo (5964 m), así como en *Nueva Guinea* los Montes Carstenz (3 cumbres sobre 5000 m) tienen glaciares, a pesar de hallarse bajo el ecuador. En el Ruwenzori llegan a bajar hasta 4100 m (BERGSTROM, 1955).

9. 1. 12. *Islas australes. La Isla Sur de Nueva Zelandia* tiene unos 1000 km² de glaciares en sus Alpes del Sur, a lo largo de la costa oeste entre 42° 53' lat. S. y 44° 47' lat. S. Los vientos de oeste traen considerables precipitaciones (unos 5 m al año), bien repartidas entre todas las estaciones. El límite de los neveros se encuentra a 2100 m del lado oeste, 2400 m del lado este. Los glaciares occidentales (mayor: el Glaciar Franz Josef, con 15 km de largo; frente a 215 m de altitud; velocidad máxima: 5 m al día según HARPER) son más rápidos y de mayor pendiente que los orientales (mayor: el Glaciar Tasman, 29 km, frente a 720 m). Los frentes de aquéllos, sin morenas superficiales, se hallan en medio de una tupida selva, mientras que los glaciares orientales están recubiertos en su parte baja y se terminan en una pampa.

En el Océano Indico, la Isla Principal de *Kerguelen* (49° lat. S.) lleva un casquete de hielo de unos 700 km², que culmina en suave cúspide hacia los 1300 m: el Glaciar Cook o Richthofen. Rara vez se alcanza a ver, pues el clima es pésimo y nieva todos los días. Al norte y sur se extienden montañas y volcanes apagados de hasta 1960 m con abundante glaciación. El límite de las nieves se halla hacia 500-650 m.

Al S. S. E. de Kerguelen, por 52° lat. S., la isla *Heard* (Volcán Big Ben, 2759 m) tiene una imponente glaciación. El límite de los neveros está a 400 m.

En el Atlántico Sur, a la misma latitud, las *Islas Malvinas* (cumbre culminante 700 m), no han tenido ninguna glaciación reciente. Pero más al este, bajo la influencia de las aguas frías venidas del Mar de Weddell, la glaciación se vuelve muy importante en la *Georgia del Sur* (53° 55' lat. S. Monte Paget: 2840 m), cuya glaciación se asemeja a la de los Spitzberg, y sobre todo en la *Isla Bouvet* (54° 26' lat. S., 935 m), casi enteramente cubierta por un casquete de hielo como las islas Francisco José. Es decir, que tenemos la misma glaciación que en el otro hemisferio, aunque estemos 25° más lejos del polo. El límite de los neveros se halla a 450-500 m en la Georgia del Sur (300 m en la costa sur), 100-200 m en la Isla Bouvet.

Las islas Sandwich, Orcadas y Shetland del Sur, apresadas por la banquisa la mayor parte del año, son ya tierras específicamente polares. Mayores datos sobre las islas australes pueden encontrarse en la obra de AUBERT DE LA RUE (1953).

9. 2. *VARIACIONES ACTUALES DE LOS GLACIARES*

9. 2 .1. *Métodos de estudio.* Cuando no se dispone de buenos levantamientos topográficos o fotogramétricos del frente de un glaciar, la observación de las márgenes permite, sin embargo, conocer sus variaciones durante el último siglo.

El terreno abandonado desde hace poco por el glaciar se caracteriza por la ausencia total de vegetación, a veces por la presencia de tierra sobre las rocas aborregadas, y sobre todo por la muy débil alteración de las rocas, que les da un color distinto (al límite de la zona no alterada se llama en inglés: *trim line*). La vegetación demora cierto tiempo en establecerse, tiempo variable según la especie considerada, el clima y la naturaleza del suelo. Cuando árboles han crecido, la observación de los círculos anuales dará la edad, pero la implantación de los árboles puede ser muy posterior al alejamiento de los hielos.

Cuando un glaciar ha avanzado en un bosque (caso frecuente en Patagonia), la observación de los árboles inclinados por el frente del glaciar da la época del avance: en efecto, en un árbol inclinado los círculos anuales ya no son más concéntricos, sino excéntricos (LAWRENCE).

Sin embargo, nada vale un levantamiento topográfico, pues éste indica la variación del espesor del glaciar, menos perturbada por circunstancias muy locales que pueden afectar el frente.

9. 2. 2. *Avances y retrocesos observados.* Estadísticamente, el retroceso de los glaciares ha sido general en el mundo durante el siglo XX. Pero el retroceso ha sido entrecortado por cortos períodos de avance, en nada sincronizados.

Tampoco son bien sincronizadas las variaciones dentro de una misma área glacial. Para tener datos válidos hay que estudiar un gran número de glaciares (por lo menos 30) y hacer una estadística. Por ejemplo, en Suiza, según MERCANTON, el porcentaje de glaciares en avance, estacionarios y en retroceso ha sido:

Año	En avance	Estacionarios	En retroceso
	%	%	%
1945	6	5	89
1946	13	7	80
1947	0	2	98
1948	13	10	77
1949	5	2	93
1950	4	0	96
1951	12	9	79
1952	2	4	94
1953	3	5	92
1954	7	4	89

En total, entre 1877 y 1932, fechas de dos levantamientos fotogramétricos del territorio, la superficie de los glaciares suizos se había ya mermado de 25%.

Como ejemplo de los breves avances que pueden interrumpir el retroceso señalemos el caso del Glaciar de la Pilatte (Alpes del Delfinado), que ha retrocedido de unos 12 m/año desde 1893: el retroceso se anuló alrededor de 1927 y ese año creció de 13,1 m.

En el Atlántico Norte (SWITHINBANK y otros, 1955), el retroceso empezó a fines del siglo pasado y se aceleró después de 1930. En Islandia, entre 1930 y 1949, los frentes han retrocedido de 7 a 40 m/año en promedio, pero los emisarios del Glaciar Dranga han tenido fuertes avances momentáneos, de hasta 1 km, durante este período (EYTHORSSON). De 1949 a 1953, la quinta parte de los glaciares, aquéllos cuyos neveros están a mayor altitud, han dejado de retroceder y avanzado de 7 a 12 m/año.

El mayor glaciar de *Groenlandia,* el de Jakobshavn, retrocedió de 1850 a 1883, avanzó y volvió a su posición de 1850 entre 1883 y 1888. Entre 1888 y 1930 ha retrocedido de 15 a 20 km, es decir, de unos 400 m/año.

En Alaska, el último retroceso ha empezado también hacia 1890 y sigue siempre, cortado por el avance de ciertos glaciares entre 1937 y 1947 (SHARP, 1951a). En la *Isla de Baffin,* el Barnes Ice Cap empezó a retroceder en 1860, con una velocidad promedia de 3 m/año.

En el *Volcán Popocatepetl* hubo retroceso entre 1906 y la erupción de 1920, pero hoy día hay avance: dos pequeños glaciares han aparecido en 1945. En el *Ruwenzori* hubo un fuerte retroceso durante el siglo XIX, quizás un ligero avance hacia 1890, y luego un débil retroceso. El retroceso se aceleró mucho después de 1930-1939 (JENNINGS), pero parecía interrumpido en 1952 (BERGSTROM, 1955).

En los Andes de Santiago, exceptuando algunas fuertes crecidas locales, como la del Glaciar Juncal Sur, el retroceso ha sido importante. Veremos que la superficie del Glaciar Olivares ha bajado de unos 150 m durante el presente siglo, fragmentándose en tres glaciares distintos entre 1935 y 1950. La mayoría de los glaciares levantados por Helbling al Sur del Polleras hacia 1910 están hoy día enteramente cubiertos o se han transformado en glaciares de rocas. Desde 1953, un planchón de hielo persistente ha aparecido a sotavento del Portezuelo de la Copa, hacia 3720 m.

En Patagonia, según veremos con más detalle, los glaciares orientales han disminuído fuertemente desde el fin del pasado siglo. El Glaciar Dickson ha retrocedido de 17 m/año entre 1897 y 1943, y el retroceso seguía en 1945. El Glaciar Grey ha empezado a retroceder hacia 1926, y el retroceso se ha acelerado en 1952-55. Sin embargo, los glaciares de la zona del Fitz-Roy no han retrocedido entre 1932 y 1952. Por otra parte, el Glaciar Moreno avanzó de 1,1 km entre 1899 y 1917 (60 m/año), y desde entonces oscila de un año a otro, la tendencia general estando al crecimiento.

Del lado occidental, ciertos glaciares patagónicos presentan síntomas de retroceso (Glaciar Jorge Montt, por ejemplo), otros no (Glaciar Steffen, por ejemplo). El mayor retroceso es sin duda el del glaciar flotante de la Laguna San Rafael: 6 km entre 1905 y 1935 (200 m/año), pero este glaciar parece haber avanzado de 1 km entre 1935 y 1945.

El glaciar Pío XI avanzó de 4 km entre 1927 y 1930 y retrocedió de 5 km entre 1930 y 1945.

En Nueva Zelandia, después del último avance hacia 1890, los glaciares han retrocedido lentamente. Entre 1920 y 1930 el retroceso disminuyó o hasta hubo un ligero avance. Luego hubo un fuerte retroceso: 70 m/año para el Glaciar Franz Josef entre 1933 y 1946. Entre 1946 y 1949, el Glaciar Franz Josef ha avanzado, por el contrario, de 70 m/año. Este glaciar rápido y con fuerte pendiente responde más rápidamente a las variaciones de clima que los glaciares más lentos que corren hacia el este.

Durante los últimos 25 años, la desglaciación ha sido muy importante en las *islas Heard y Georgia del Sur,* y las barreras del Antártico han retrocedido notablemente, pero según SCHYTT, *en la Tierra de la Reina Maud no hay señal de retroceso actual.* La desglaciación de la Antártida es aún una incógnita, y constituye uno de los principales puntos por resolver durante el año geofísico internacional 1957.

9. 2. 3. *Variaciones de espesor.* Las variaciones de espesor del glaciar son siempre anteriores a las oscilaciones del frente.

Después de unos años de fuerte déficit en el balance alimentación-ablación, la superficie del glaciar baja, y suele recubrirse de una morena de ablación. Luego viene el retroceso del frente. En los glaciares orientales de Nueva Zelandia, HARRINGTON (1952) ha notado que la disminución de espesor afectaba sólo la parte baja, y era más fuerte en la vecindad del nevero que más abajo, en donde la morena de ablación frena el fenómeno.

Años de fuerte alimentación, por el contrario, hinchan el nevero, y esta hinchazón baja el glaciar. En el Glaciar Franz Josef se han observado verdaderas olas que bajaban con el glaciar. Al llegar la ola al frente, nuevas masas de hielo puro pueden sobreponerse al antiguo hielo cubierto. Los retrocesos son, por consiguiente, lentos, pero siguen de poco al déficit, mientras que los avances son bruscos, pero ocurren bastantes años después, un tiempo variable, según la longitud del glaciar.

Los cambios de espesor, conjuntamente con la topografía del lecho, pueden explicar que dos glaciares con la misma cuenca de alimentación tengan comportamientos distintos. Una disminución de espesor del nevero puede acercar tanto un umbral glaciar de la superficie que el caudal del glaciar correspondiente se vuelva prácticamente nulo. El otro glaciar se encarga entonces de drenar la totalidad del nevero. Hay una verdadera *captura* debida no a la erosión del lecho, como lo sostienen muchos autores, sino al desplazamiento de la zona en donde el hielo es inmóvil y que delimita los dos glaciares (véase 7. 5. 2). Pensamos que tal es el caso para el Glaciar Moreno, cuyo caudal ha crecido a expensas del Glaciar Ameghino, como explicaremos en el capítulo XIV.

9. 3. *CATASTROFES GLACIALES*

9. 3. 1. *Aludes de hielo.* Así como hay aludes de nieve, pueden producirse aludes de hielo, que bajan a velocidades de unos 30 m/seg. En el Cáucaso Cen-

tral, después de terremotos, masas de hasta 15 hectómetros cúbicos de hielo han recorrido hasta 7 km, sobrepasando el frente del glaciar y causando varias víctimas (HEYBROCK, 1935).

Más frecuentes son los desmoronamientos del frente colgante de un glaciar. Hubo uno en 1951 en el Glaciar Colgante (N. E.) del Nevado Juncal. Un caso ha sido bien observado y fotografiado: el Glaciar del Tour (Macizo del Monte Blanco, Alpes), el 14 de agosto de 1949. Cayó cerca de medio hectómetro cúbico de hielo y hubo 5 víctimas sorprendidas (aunque el derrumbe era tan previsible, que los fotógrafos estaban al acecho desde la mañana). La causa fué el estrechamiento de la lengua del glaciar, que no le permitió más afirmarse en las márgenes, y su disminución de espesor: las grietas llegaron a atravesar la mayor parte del glaciar.

9. 3. 2. *Crecidas repentinas de un glaciar.* En los avances glaciales ya estudiados, la velocidad del frente raras veces sobrepasa un decímetro al día. Distintas son las *crecidas glaciales,* durante las cuales el frente avanza a la velocidad de unos metros a varias decenas de metros al día, pero en general durante unos pocos meses solamente. En muchos glaciares las fluctuaciones del frente parecen consistir únicamente en crecidas rápidas, separadas por largos períodos de retroceso.

En la Bahía Yakutat (Alaska), los glaciares avanzaron bruscamente a principios del siglo: el Glaciar Malaspina de 12 km entre 1906 y 1910. Más al oeste, en los Montes Chugach, el Glaciar Black Rapid avanzó en 1936-37 de 4,8 km en 6 meses (hasta 37 m en un día). El récord lo detenta el Glaciar Kutiáh, en el Karakorum occidental. Según Ardito DESIO, el 21 de marzo de 1953 los glaciares de tres valles secundarios irrumpieron en el fértil valle de Kutiáh, juntándose en un solo glaciar que avanzó a la velocidad de 113 m al día, hasta el 11 de junio. Avanzó así unos diez kilómetros, arrasando bosques y aldeas.

En los Andes de Santiago se ha hablado mucho del avance del Glaciar Sur este del Nevado Plomo, hacia 1930, que cortó el valle del Río Plomo. REICHERT observó simultáneamente la desaparición de glaciares colgantes en su cabecera (GROEBER, 1951). Hemos recogido testimonios de otras notables crecidas. En 1927, según S. KRUCKEL, el Glaciar Nieves Negras chileno, en la vertiente S. O. del Volcán San José, se adelantó de 4 a 5 km, hasta cerca de la confluencia de los Ríos Colina y Azufre, alcanzando la altitud excepcionalmente baja de 2680 m. En 1935, según L. KRAHL, el Glaciar del Río Museo, que baja principalmente del Cerro Trono, avanzó rápidamente de unos 4 km. Por fin el Glaciar Juncal Sur avanzó en 1947 de unos 3 km, vertiéndose en el circo del Gran Salto del Olivares, 600 m más abajo, en donde formó un pequeño glaciar pedemontano de 1 km² (fotos 71 a 73).

En Patagonia occidental, según DE AGOSTINI, el Glaciar Pío XI avanzó de unos 20 m al día en septiembre y octubre de 1927. Las fotos aéreas muestran que no pueden formarse glaciares colgantes en su cuenca de alimentación.

9. 3. 3. *Explicación de las crecidas glaciales.* Se han emitido múltiples hipótesis para explicar estas crecidas repentinas. Se atribuyen las crecidas de los glaciares de Alaska a seismos locales que han desprendido grandes masas de hielo de las

montañas circundantes, como en los casos observados en el Cáucaso. (En la Bahía Yakutat hubo un terremoto unos 9 años antes, en 1899).

KING, HELBLING, GROEBER, para el Glaciar Sureste del Nevado Plomo, y DESIO, para el Glaciar Kutiáh, suponen que glaciares colgantes enteros se han desprendido, debido a la sequía de los años anteriores. Pero no creemos que el retroceso de un glaciar colgante pueda provocar su desmoronamiento completo, sino solamente un desmoronamiento limitado del frente. (Lo mismo opina VON KLEBELSBERG, 1949, p. 549). Además, estos glaciares colgantes se hallan a una altitud en la cual la temperatura promedia del aire es de -5° a -10°, y al disminuir la superficie del glaciar, el frío puede mejor llegar a su base por conducción a través de las rocas. Si había agua líquida, se congela, y el glaciar adhiere más fuertemente a su lecho.

Por fin, ¿cómo explicar la estricta simultaneidad de los avances de los glaciares en tres valles secundarios del Kutiáh? Pensamos que hubo algún seismo local. También puede ser el caso para las crecidas de los Glaciares Museo y Colina.

El Glaciar Juncal Sur tiene sólo un reducido glaciar colgante en el brazo este, que viene de la pared sur del Nevado Juncal, y no tiene ni pudo tener en el brazo oeste, que viene de las faldas orientales de la Sierra Blanca (foto 68). Pero la crecida afectó igualmente los dos brazos, pues una morena medial que se alcanza a ver entre los seracs y penitentes de hielo no fué desviada. Como veremos la mayor parte del glaciar e incluso de su zona de alimentación se encuentra entre 3800 y 4500 m de altitud, lugar en donde la temperatura promedia del aire es sólo unos pocos grados bajo cero.

En este caso se podría adoptar la explicación propuesta por ROBIN (1955). La temperatura promedia del aire manteniéndose constante, la temperatura superficial del glaciar se mantiene constante, pero su temperatura al contacto del lecho depende del balance acumulación —ablación (P—a), según se ha visto en 5. 2. 3. Se trata del balance promedio durante el tiempo que pone el hielo a marcharse de la zona, es decir durante unos 10 a 50 años. Las variaciones seculares del clima pueden hacer pasar P — a de + 10 cm a —10 cm, por ejemplo. Hemos visto que si el glaciar tiene unos 200 m de espesor, esto introduce una variación de temperatura a la base de alrededor de 1°. La fusión al contacto del lecho, que permite al glaciar resbalar, empezará 1 a 2 km antes. Ello aumentará la velocidad del glaciar, que se estirará.

Pero no se explica así lo repentino del avance del frente: debieron también intervenir las fuertes precipitaciones de los años 1898-1905.

Proponemos una cuarta explicación en el caso del Glaciar Pío XI, que es seguramente un glaciar temperado. En el Glaciar Franz Josef, en Nueva Zelandia, en una región semejante como clima y precipitaciones, se han observado verdaderas olas que bajan con el glaciar después de años muy húmedos (§ 9. 2. 3). Si ocurren varios años muy húmedos seguidos, el glaciar es más y más espeso, y las olas son más y más rápidas. Podría ser que todas lleguen a un tiempo en el frente, constituyendo una verdadera "onda de choque".

Este último mecanismo debe también intervenir algo en los casos anteriores, pues los años 1898 y 1905 fueron excepcionalmente húmedos en la región de Santiago. Para dilucidar el problema de las crecidas serían necesarios reco-

nocimientos anuales de los glaciares, en sus partes altas y no sólo en sus frentes, por observadores benévolos (andinistas o aviadores), y una institución que centralice los datos recogidos, como en Suiza.

9. 3. 4. *Ruptura de una represa glacial.* Los glaciares a veces forman una represa natural, que puede romperse bruscamente, provocando una inundación catastrófica en el valle. Se han señalado ejemplos en Columbia Británica y en Islandia, pero los más notables ejemplos existen en Patagonia.

El valle del Río Colonia, afluente del Río Baker, es arrasado sobre 600 m de ancho cada verano, cuando se vacía un lago marginal de 4 km de largo (bautizado lago Arco por C. KELLER, pues encierra un arco morénico), lago ubicado a 2 km del frente, en la ribera sur. Lo mismo ocurre en el valle vecino del Río Nef, aunque en menores proporciones. El lago que ocasiona las crecidas se halla allí a 4 km del frente, ribera sur. Un tercer ejemplo nos lo da un río que desemboca en el Canal Hernando Lamero, por 51° 19' lat. S. En las fotos aéreas de 1946 el lago origen de las crecidas aparece vacío, y bloques de hielo que antes flotaban sobre él aparecen diseminados sobre 2 km². Por fin el Glaciar Moreno, con sus avances, corta a menudo el brazo sur del Lago Argentino. En el Lago Rico así formado, las aguas suben de 8 a 15 m, inundando cerca de 7000 hectáreas.

Las aguas del lago pueden infiltrarse por grietas y su paso bajo fuerte presión llega a formar un túnel en la lengua glacial (NICHOLS y MILLER). GLEN ha hecho notar que la presión hidrostática que interviene es la diferencia entre la que impera en el agua y la que impera en el hielo. Si las superficies del agua y del hielo están a misma altura, las dos presiones son desiguales debido a la diferencia de densidad. Grandes deformaciones son luego posibles a un centenar de metros de profundidad.

Otras veces la formación del lago es episódica. Así ocurrió en el valle del Río Plomo: la crecida del Glaciar Sureste del Nevado Plomo formó una laguna que, al vaciarse en 1934 destrozó el Transandino sobre 12,6 km e hizo sentir sus efectos hasta Mendoza. En menor grado lo mismo ocurrió en 1954 en el Río Olivares, al vaciarse una laguna formada después de la crecida del Glaciar Juncal Sur en 1947.

Señalemos aquí también la ruptura de los lagos que pueden formarse detrás de una morena de empuje, como la que arrasó una tercera parte de la ciudad de Huaras (Perú), ocasionando 6000 víctimas. Lo mismo ocurrió al pie del Fitz-Roy en 1913, afortunadamente en una zona despoblada. La avenida que destruyó un ferrocarril en Nueva Zelandia, causando 151 víctimas, el día de Navidad de 1953, fué debida al vaciamiento de un lago de cráter, alimentado por neveros, la represa que cedió siendo una mezcla de neviza y cenizas (ODELL, 1955).

La única manera de luchar contra esta clase de peligros es primero inspeccionando periódicamente la Alta Cordillera, como lo hemos dicho, luego, cavando un canal de derivación para las aguas, profundo para que no lo afecten las heladas. Es lo que se ha hecho para la laguna de Märjelen, al borde del Glaciar de Aletsch, después que se vació en 1873. Un bombardeo del glaciar es sin efecto: el calor de las explosiones pasa casi enteramente al aire y, peso

por peso, el hielo resiste los bombardeos como el concreto, con la desventaja además, que los escombros se vuelven a soldar.

9. 3. 5. *Rupturas de bolsones de agua.* En el seno de un glaciar pueden formarse importantes bolsones de agua de fusión, si el hielo está por debajo cero. No olvidemos que hasta en un glaciar temperado tal puede ser el caso a cierta altura (§ 5. 2. 5).

El 12 de julio de 1892 un tal bolsón de agua, formado en el Glaciar de Trélatête, al sur del Monte Blanco, se vació destruyendo el balneario de Saint-Gervais. En este caso la presión hidrostática debió desempeñar un papel muy secundario frente al movimiento del glaciar, que produce nuevas grietas.

9. 3. 6. *Erupciones volcánicas.* La erupción de un volcán encapuchado de nieve y de glaciares produce una fusión rápida y catastrófica. La erosión por las aguas forma los grandes *barrancos* radiales que surcan los conos volcánicos. Tal fué el caso cuando la erupción del Villarrica o del Etna. Numerosos ejemplos hay en Japón, Islandia, etc.

Un fenómeno distinto suele producirse cuando existe un cráter en medio de un campo de hielo, cráter que emite cenizas y no lavas. No se forma entonces el cono característico y entre las erupciones el volcán aparece como una zona de lagunas y morenas en medio del glaciar. El caso mejor conocido es el del Grimsvötn, en medio del Glaciar Vatna, en Islandia (THORARINSSON, 1953). Vemos que hay otros ejemplos en Patagonia, en particular en medio del Glaciar Viedma.

Estos cráteres producen el temible fenómeno llamado *Jökullhlaup* por los islandeses, y que describiremos en el caso del Grimsvötn. El río emisario del glaciar empieza de repente a crecer. Ocho días después hay una erupción de cenizas (la fecha exacta es conocida por el pequeño temblor que se registra en Reykjavik). En los días siguiente una gigantesca capa de agua barrosa va saliendo de debajo del glaciar Vatna y recubre toda la llanura adyacente al sur, entre el Glaciar y la costa. Su caudal es de 40 a 50 000 m^3/segundo. El jökullhlaup del Grimsvötn se reproduce cada 10 años más o menos desde el siglo XIV. Antes no había, y la llanura era poblada. Ultimamente ha habido tres chicos en 1945, 48 y 49 en vez de uno grande. Esto es debido a un menor espesor del glaciar.

Según THORARINSSON no es la erupción la que causa el jökullhlaup: el calor que ha sido necesario para derretir tan ingente masa de agua es millares de veces superior al calor despejado durante una erupción volcánica. Ocurre lo contrario: el centro volcánico derrite lentamente el hielo y va formando con el curso de los años una gran laguna, que se vacia bruscamente cuando alcanza cierto tamaño. La disminución brusca de la presión de las aguas produce entonces la erupción de cenizas.

9. 4. *CAUSAS DE LA DESGLACIACION ACTUAL*

9. 4. 1. *Variaciones concomitantes del clima observadas.* Las variaciones del clima son más difíciles de conocer que las de los glaciares, debido a las enormes

fluctuaciones entre años sucesivos. Hay que tomar promedios para 10 años por lo menos. Sin embargo, *un recalentamiento lento del Atlántico Norte* es innegable: lo prueban numerosos hechos. El Spitzberg oeste era accesible a los barcos sólo tres meses al año a principios del siglo, a causa de la banquisa. Hoy día lo es siete meses. El bosque escandinavo se ha extendido hacia el norte, los pinos desde 1920 y las hayas desde 1940. El examen de los círculos anuales muestra que los años 1930-1940 fueron los de mayor crecimiento. En el sur de Groenlandia desde 1910 las focas han huído hacia el norte, siendo reemplazadas por el bacalao (lo que ha provocado grandes modificaciones en el modo de vivir de los groenlandeses, la casa de la foca, siendo individual y la pesca del bacalao colectiva).

AHLMANN (1953) ha establecido una correlación entre las variaciones de los glaciares escandinavos y la temperatura promedia en Stockholm, MANLEY entre las variaciones de los glaciares de Islandia y la temperatura en Inglaterra y Holanda (las oscilaciones de la temperatura anual promedia durante los dos últimos siglos alcanzan 1°C de amplitud, y en ellas se llega a distinguir un período de 22 años). Pero como lo nota este último, el factor fundamental es la extensión más o menos grande de las aguas polares a la superficie del Atlántico Norte, pues ello condiciona la temperatura del aire marítimo polar que alcanza esos países.

En Groenlandia, 350 km al este de Thule y a 2100 m de altitud, perforaciones y mediciones de densidad del SIPRE han permitido conocer las precipitaciones durante los últimos 90 años. Fueron mayores que la normal de 1920 a 1932 e inferiores a la normal desde entonces.

En Nueva Zelandia, HARRINGTON nota que la precipitación anual ha disminuído de unos 4% durante el pasado siglo, al par que los vientos del sur hacían su aparición, llegando a igualar en frecuencia a los del oeste.

Sobre otras regiones se carece de estadísticas, y es el estado de los glaciares que da valiosísimas indicaciones sobre las variaciones del clima. El glaciar atenúa las fluctuaciones anuales y nos brinda un promedio de los últimos años. Responde cuanto más a la variación del clima que se escalona menos en altitud.

9. 4. 2. *Colocación del problema.* Se ha dicho a veces que las fluctuaciones de los glaciares en una área dependen únicamente de la altitud de las nieves persistentes. CALLENDAR, por ejemplo, supone que las áreas de alimentación y de ablación guardan una razón constante. Esto es muy dudoso, pues durante un retroceso la aparición de una morena de ablación frena la ablación y aumenta la extensión relativa del área correspondiente.

Pero sobre todo, esta relación carece de valor para la investigación, pues no se trata de una relación de causa a efecto, sino de dos efectos de una misma causa: las modificaciones del balance alimentación-ablación. El hecho que los paleoclimatólogos la utilicen (admitiendo, además, que la temperatura promedia en el límite de las nieves persistentes es fija), muestra hasta qué punto el estudio de los antiguos climas y glaciaciones es una ciencia menos exacta que la glaciología, tal como la hemos desarrollado.

La realidad es mucho más compleja. En el balance alimentación-ablación intervienen numerosos factores:

a) El monto de las precipitaciones, en relación directa con la circulación de la atmósfera. Hemos visto que parecía ser el caso en Nueva Zelandia. Lo es seguramente en los Andes de Santiago.

b) El coeficiente nivométrico, en relación directa con la temperatura del aire durante los meses de precipitaciones. Este coeficiente no interviene en la Alta Cordillera o en las regiones polares, en donde sólo nieva.

c) La ablación por el aire caliente, es decir, la temperatura promedia del aire. Este factor será fundamental en las regiones temperadas y húmedas como el Atlántico Norte.

d) La ablación por la radiación solar, es decir, el número de días de sol.

Nos enfrentamos con el difícil problema de saber: 1) cuáles son las variables que definen un clima; 2) cuáles son los factores fundamentales que lo modifican, tales como intensidad de la radiación solar, variables astronómicas, movimientos de la atmósfera, transgresiones de las aguas oceánicas.

9. 4. 3. *La desglaciación a la escala mundial.* Esta desglaciación es solamente una hipótesis, pues no se tienen datos seguros sobre la Antártida, que constituye el 86% de las superficies heladas del mundo. Sería teóricamente posible, aunque poco probable, que la desglaciación general en el mundo hasta 55° ó 60° de latitud sur, es decir, sobre las 9/10 de la esfera terrestre, esté compensada por un englaciamiento de la parte restante.

Admitiendo una desglaciación general, hay que encontrar una causa general a la escala mundial. Se han hecho numerosas hipótesis al respecto. El problema está relacionado con las glaciaciones del pleistoceno y de otras épocas geológicas, y no abordaremos este tema, sobre el cual el lector puede hallar una nutrida literatura. Señalemos solamente que la razón más comúnmente aceptada hoy día es una variación de la constante solar, es decir, de la energía calorífica que nos envía el sol. Estas variaciones son totalmente imprevisibles en el estado actual de la astrofísica, y por consiguiente, no se puede prever si seguirá la desglaciación en un futuro cercano.

9. 4. 4. *Breve orientación bibliográfica para el estudio de las antiguas glaciaciones.* Como declaramos en el prólogo de este libro, el estudio de las antiguas glaciaciones, que utiliza los métodos específicos de la geología en vez de los métodos de la física, es una ciencia aparte, sobre la cual existen excelentes tratados recientes. Este estudio comprende:

1) *Morfología glacial,* que permite estudiar la extensión de los glaciares en el pleistóceno. Véanse las obras de Cotton (1947) y de Flint (1947) en inglés, de Von Klebelsberg (1949) y de Woldstedt (1954) en alemán, de Tricart y Cailleux (1953) en francés.

2) Métodos que permiten fechar las antiguas glaciaciones, métodos específicos, pues la estratigrafía combinada con la paleontología no sirven. Véanse los mismos autores y, en castellano, Auer (1948).

3) Estudio del nivel de los mares, cuyas variaciones han permitido, al hacer aparecer puentes entre los continentes (entre Siberia y Alaska, por ejemplo), mi-

graciones de especies animales y vegetales. No conocemos un estudio específico de este problema, lindante con la geofísica, la biogeografía y la fitogeografía.

4) *Paleoclimatología,* o estudio del clima en el pasado. Véanse las obras de BROOKS (1949) en inglés, de SCHWARZBACH (1950) y de WOLDSTEDT (1954) en alemán.

5) Hipótesis y cálculos teóricos sobre el origen de las épocas glaciarias. Véanse las obras de BROOKS (1949) y de OPIK (1950) en inglés, de DAUVILLIER (1951) en francés.

GLACIOLOGIA GENERAL: ORIENTACION BIBLIOGRAFICA

El número de artículos publicados sobre Glaciología es impresionante. En 1949 VON KLEBELSBERG da en su libro más de 3000 referencias. Sobre la Criopedología, que hemos tenido la soltura de reducir a la tercera parte de un capítulo, CAILLEUX y TAYLOR han reunido 1529 referencias. Hoy día el número de artículos publicados debe acercarse a los diez mil, repartidos en más de doscientas revistas. Por ello pensamos ser útiles al lector señalando únicamente los más notables libros y artículos aparecidos en los últimos años. En ellos el lector interesado encontrará referencia a los trabajos anteriores. Desgraciadamente no hemos podido conocer los trabajos rusos, salvo en contadas excepciones y por vía indirecta. Por otra parte, hemos señalado muy pocos trabajos sobre morfología glacial, pues el lector hallará una exposición detallada en los tratados de FLINT, VON KLEBELSBERG, TRICART y CAILLEUX, etc.

Significado de algunas abreviaturas:

J. Glac.: Journal of Glaciology, publicado por la *Bristish Glaciological Society*, c/o Scott Polar Research Institute, Lensfield Road, Cambridge, G. B.; Editor: G. SELIGMAN. (Desde 1947).

SIPRE: Publications of the Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, Wilmette, Illinois, U. S. A. (Desde 1950).

Trans. AGU: Transactions of the American Geophysical Union, 1530 P. Street, N. W., Washington 5, D. C., U. S. A. (Desde 1920).

UGGI: Unión Geodésica y Geofísica Internacional. Representación en Chile: Comité Nacional de Geografía, Geodesia y Geofísica, Castro 354, Santiago.

Z. Glkde: Zeitschrift für Gletscherkunde (de 1907 a 1943), y Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie (desde 1950). Editor: R. Von KLEBELSBERG, Universitätstr. 4, Innsbruck.

H. W. AHLMANN, 1948: *Glaciological research on the North Atlantic coasts*. Royal Geog. Soc. series, London, IV + 83 p.

H. W. AHLMANN, 1953: *Glacier variations and climatic fluctuations*. Bowman Memorial Lectures, Amer. Geog. Soc., New York, V + 51 p.

W. J. ALTBERG, 1936: 20 years of work in the domain of underwater ice formation. *Intern. Assoc. of Scient. Hydrology*, Bull. Nº 23, p. 377-407.

E. AUBERT DE LA RUE, 1953: *Les terres australes*. Colección Que sais-je? Presses Univ. de France, París, 126 p.

V. AUER, 1948: *Las capas volcánicas como base de la cronología postglacial en Fuegopatagonia*. Ministerio de Agricultura y Ganadería, Insti-

tuto de Suelos y Agrotecnia, Buenos Aires. Pub. Nº 9, 208 p. + 4 láminas.

M. Azpiroz, 1950: La afinidad en procesos termodinámicos de interés meteorológico, *Revista de Geofísica* (Madrid) *9*, Nº 33, p. 42-72.

H. Bader, 1950, a: The significance of air bubbles in glacier ice. *J. Glac., 1*, Nº 8, p. 443-51.

H. Bader, 1950 b: Theory of non-calorimetric methods for the determination of the liquid water content of wet snow. *J. Glac. 1*, Nº 8, p. 466-67.

H. Bader, 1951: introduction to ice petrofabrics. *Journal of Geology, 59*, Nº 6, p. 519-36.

H. Bader, B. L. Hansen, J. A. Joseph, M. A. Sandgren, 1951: Preliminary investigations of some physical properties of snow. *SIPRE Report 7*, 48 p.

P. D. Baird, 1952: Method of nourishment of the Barnes Ice Cap. *J Glac., 2*, Nº 11, p. 2-9.

A. Bauer, 1955: *Le Glacier de l'Eqe*, Act. Sc. Ind. Hermann, Nº 1225, París, 120 p. + XXVI láminas.

E. Bergstroem, 1955: British Ruwenzori expedition 1952. *J. Glac., 2*, Nº 17, p. 469-76.

E. Blackwelder, 1933: Insolation hipothesis in rock weathering. *Amer. Journal of Science.*

S. G. Boch, 1946: Los neveros y la erosión por la nieve en la parte norte del Ural (en ruso). *Boletín Soc. Geog. de la URSS., 78*, p. 207-34.

M. Boye, 1950: *Glaciaire et périglaciaire de l'Ata Sund Nord-oriental*, Act. Sc. Ind. Hermann, Nº 1111, París, 176 p. + XXXV láminas.

R. W. Boyle, D. C. Sproule, 1931: Velocity of longitudinal vibrations in solid rods with special reference to the elasticity of ice. *Canadian Journal of Research, 5*, p. 601.

J. Bricard, 1953: *Physique des nuages.* Presses Univ. de France, París, 343 p.

C. E. P. Brooks, 1949: *Climates through the ages*, McGraw Hill, New York, 395 p.

E. Bücher, 1948: *Beitrag zu den theoretischen Grundlagen des Lawinenverbaus*, Kümmerli und Frei, Bern.

A. Cailleux, 1952: Premiers enseignements glaciologiques des expéditions polaires francaises. *Revue de Géomorphologie dynamique, 3*, Nº 1, p. 1-19.

A. Cailleux, G. Taylor, 1954: *Cryopédologie.* Act. Sc. Ind. Hermann Nº 1203, París, 220 p. + XII láminas.

J. M. Clark. W. V. Lewis, 1951: Rotational movement in cirque and valley glaciers. *Journal of Geology, 59*, Nº 6, p. 546-66.

D. di Colbertaldo, 1946: *I Ghiacciai del Canin e del Montasio nel 1946.* Societá Monte Lussari (Treviso), Publ. Scient. Nº 1, 23 p. + IV láminas.

A. E. Corte, 1953: Contribución a la morfología periglacial de la Alta Cordillera, con especial mención del aspecto criopedológico. *Anales del Dep. de Invest. Cient. de la Univ. de Cuyo* (Mendoza), *1*, Nº 2, p. 1-54.

C. A. Cotton, 1947: *Climatic accidents in landscape making.* Whitcombe & Tombs, Christchurch (N. Z.), 354 p.

A. Dauvillier, 1951: *La physique cosmique*, Flammarion, París, 246 p.

O. Devik, 1949: Freezing water and supercooling. *J. Glac., 1*, Nº 6, p. 307-09.

N. Dorsey, 1940: *Properties of ordinary water substance in all its phases*:

water vapor, water, and all the ices. Reinhold Publ. Corp., New York, 673 p.

K. Feniger, 1949: Etude de la transmission du froid par convection naturelle et de la formation du givre. *Journal de Recherches du CNRS,* Nº 8, p. 248-65.

W. O. Field, M. M. Miller, 1950: The Juneau Icefield project, *Geographical Review, 40,* Nº 2, p. 179-90.

J. F. Finó, 1947: Pequeño glosario andino. *Memorias del Club Andino Bariloche,* Buenos Aires, p. 89-99.

R. Finsterwalder, 1937: Die Gletscher der Nanga Parbat. *Z. Glkde, 25.*

R. F. Flint, 1947: *Glacial geology and the Pleistocene epoch.* J. Wiley & Sons, New York, 589 p.

E. Fournier D'Albe, 1949: Ice nuclei in the ultramicroscope and the atmosphere. *J. Glac., 1,* Nº 6. p. 310-14.

E. Frendo, 1946: *Le ski par la méthode française,* Landru, Chamonix, 381 p.

P. George, 1946: *Les régions polaires.* Armand Colin, Paris, 207 p.

R. W. Gerdel, M. Diamond, K. J. Walsh, 1954: Nomographs for the computation of radiation heat supply. *SIPRE Research Paper 8.*

J. W. Glen, 1955: The creep of polycrystalline ice. *Proceedings of the Royal Soc. A., 228,* p. 519-38.

H. Godwin, 1949: Pollen analysis of glaciers in special relation to the formation of various types of glacier bands. *J. Glac. 1,* Nº 6, p. 325-32.

J. Goguel, 1945: Sur l'origine mécanique de la schistosité. *Bulletin de la Soc. Géologique de France,* 5e ser. *15,* p. 509-22.

R. P. Goldthwait, 1951: Development of end moraines in east central Baffin Island. *Journal of Geology, 59,* Nº 6, p. 567-77.

L. M. Gould, 1935: The Ross shelf ice. *Bulletin Geological Soc. of Am. 46.*

R. I. Grabovskii, 1952: El océano, fuente de núcleos atmosféricos de condensación (en ruso). *Izvest. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz.* Nº 2, p. 56-74.

R. Haefeli, 1938: Schnee Mechanik mit hinweisen auf die Erdbaummechanik. *Beiträge zur Geologie der Schweiz,* Geotech. ser. Hydrol. Nº 3, p. 127.

R. Haefeli, 1952: Observations on the quasiviscous behaviour of ice in a tunnel in the Z'mutt Glacier. *J. Glac., 2,* Nº 12, p. 94-99.

R. Haefeli, 1954: Kriechprobleme im Boden, Schnee und Eis. *Wasser-und Energiewirtschaft,* Nº 3, p. 1-19.

R. Haefeli, F. Brentani, 1955: Observations in a cold ice cap. *J. Glac., 2,* Nº 18, p. 571-81.

I. G. Halliday, 1950: The liquid water content of snow, measurements in the field. *J. Glac., 1,* Nº 7, p. 357-61.

H. G. Harrington, 1952: Glacier wasting and retreat in the Southern Alps of New Zealand. *J. Glac., 2,* Nº 12, p. 140-45.

J. V. Helk, M. Dunbar, 1953: Ice islands. *Arctic, 6,* Nº 4, p. 263-71.

A. Helmers, 1954: *Trans. AGU,* 35, Nº 3, p. 471.

J. C. Heuberger, 1954: *Forages sur l'Inlandsis.* Act. Sc. Ind. Hermann, Nº 1214, París 68 p. + 3 láminas.

W. Heyerok, 1935: Earthquakes as a cause of glacier avalanches in the Caucasus. *Geog. Review, 25,* Nº 3, p. 423-29.

J. J. Holtzscherer, A. Bauer, 1954: *Contribution à la connaissance de l'Inlandsis du Groënland,* Expéditions Polaires Françaises. París, 58 p.

R. C. HUBLEY, 1955: Measurements of diurnal variations in snow albedo on Lemon Creek Glacier, Alaska. *J. Glac., 2,* Nº 18, p. 560-63.

R. H. JAHNS, 1943: Sheet structure in granites: its origin and use as a measure of glacial erosion in New England: *Journal of Geology, 11,* Nº 1, p. 71-98.

J. E. KESSELI, 1941: Rock streams in the Sierra Nevada, California. *Geog. Review, 31,* p. 203-27.

H. KINZL, 1942: Gletscherkundlich Begleitworte zur Karte der Cordillera Blanca (Perú). *Z. Glkde., 28.*

H. KINZL, 1946-49: Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. *Veröffentl. des Museum Fernandineum* (Innsbruck), *26-29,* p. 61-82.

R. Von KLEBELSBERG, 1938: Der Turkestanische Gletschertypus. *Z. Glkde., 28.*

R. Von KLEBELSBERG, 1949: *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie,* Springer, Wien (2 tomos), 1028 p.

A. KREIS, 1944: Seismiche Sondierungen auf dem Morterasch und Unteraargletscher. *Verhandlungen der Schweiz, Naturforsch. Ges.* p. 95-100.

E. LE DANOIS, 1938: *L'Atlantique,* Albin Michel, París, 290 p.

F. B. LEIGHTON, 1951: Ogives of the East Twin Glacier, Alaska, their nature and their origin. *Journal of Geology, 59,* Nº 6, p. 578-89.

W. V. LEWIS, 1949: The function of melt-water in cirque formation: a reply. *Geog. Review, 39,* p. 110-28.

W. V. LEWIS, 1954: Pressure release and glacial erosion. *J. Glac., 2,* Nº 16, p. 416-22.

W. V. LEWIS, M. M. MILLER, 1955: Kaolin model glaciers. *J. Glac., 2,* Nº 18, p. 533-38.

L. LLIBOUTRY, 1952: *Estudio cartográfico, geológico y glaciológico de la zona del Fitz-Roy.* Inst. Geografía Univ., Buenos Aires, Ser. A., Nº 17, 64 + XXIV p.

L. LLIBOUTRY, 1954 a: The origin of penitents. *J. Glac., 2,* Nº 15, p. 331-38.

L. LLIBOUTRY, 1954 b: Le Massif du Nevado Juncal, ses pénitents et ses glaciers. *Revue de Géographie Alpine, 42,* Nº 3, p. 465-95.

L. LLIBOUTRY, 1954 c: La structure des pénitents de neige. *Congreso de Roma de l'UGGI.* Tomo IV, p. 117-22.

L. LLIBOUTRY, 1955 a: Comparaison der rôles joués par les tensions, internes et par le gradient thermique dans la recristallisation de la glace. *Compte-rendus de l'Acad. des Sciences, 240,* p. 1449-51.

L. LLIBOUTRY, 1955 b: Banding and volcanic ashes on Patagonian glaciers. *J. Glac.* (En manos del editor).

L. LLIBOUTRY, 1955 c: Evaporation with forced convection by a surface at uniform temperature. *Trans. AGU.* (En manos del editor).

J. G. MAC CALL, 1952: The internal structure of a cirque glacier. *J. Glac., 2,* Nº 12, p. 122-31.

B. MASON, 1953: The growth of ice crystals in a supercooled water cloud. *Quarterly Journal of the Royal Meteo. Soc., 79,* Nº 339, p. 104-11.

M. F. MEIER, G. P. RIGSBY, R. P. SHARP, 1954: Preliminary data from Saskatchewan Glacier, Alberta, Canada. *Artic, 7,* Nº 1, p. 1-26.

A. NADAI, 1950: *Theory of flow and fracture of solids,* Mac Graw Hill, New York, 572 p.

U. NAKAYA, 1953 a: Electron microscope study of snow crystal nuclei. *J. Glac., 2,* Nº 13, p. 176-80.

U. NAKAYA, 1953 b: The formation of snow crystal. Introducción a TAYLOR, 1953.

U. NAKAYA, M. TADA, Y. SEKIDO, T. TAKANO, 1936: The physics of skiing, the preliminary and general survey. *Journal of the Fac. of Sc., Hokkaido Univ., 1,* Nº 9, ser. 2, p. 265-87.

J. F. NYE, 1951: The flow of glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity. *Proceedings of the Royal Soc.,* Ser. A, *207,* Nº 1091, p. 554-72.

J. F. NYE, 1952: The mechanics of glacier flow. *J. Glac., 2,* Nº 12, p. 82-93 y 103-07.

N. E. ODELL, 1955: Mount Ruapehu, New Zealand: Observations on its crater lake and glaciers. *J. Glac., 2,* Nº 18, p. 601-05.

S. OHTA, 1950: Investigation on condensation nuclei. *Geophysical Magazine* (Japón), *21,* Nº 3, p. 208-14.

D. OLIVIER-MARTIN, 1951: Prises d'eau sous-glaciaires. *La Montagne* (Revista del Club Alpino Francés), *75,* Nº 354, p. 84-86.

E. J. OEPIK, 1953: On the causes of palaeoclimatic variations and of the ice ages in particular. *J. Glac., 2,* Nº 13, p. 213-18.

P. OWSTON, K. LONSDALE, 1948: The crystalline structure of ice. *J. Glac., 1,* Nº 3, p. 118-23.

C. P. PEGUY, 1952: *La neige.* Colección Que sais-je? Presses Univ. de France, Paris, 120 p.

M. RACT-MADOUX, M. REYNAUD, 1951: L'exploration des glaciers en profondeur. *La Houille Blanche,* Nº spécial A, p. 299-308.

C. RATHJENS, 1951, Der Hochkarst im System der klimatische Morphologie. *Erdkunde, 5,* p. 310-15.

G. RIGSBY, 1951: Crystal fabric studies on Emmons Glacier. *Journal of Geology, 59,* Nº 6, p. 590-98.

G. DE Q. ROBIN, 1955: Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets. *J. Glac., 2,* Nº 18, p. 523-32.

Y. ROCARD, 1952: *Thermodynamique,* Masson, Paris, 552 p.

G. ROEHMEDER, 1942: *La glaciación diluvial de los Nevados del Anconquija,* Univ. Nac. de Tucumán, 61 p. + 21 láminas + 2 mapas.

H. ROETHLISBERGER, 1955: Studies in glacier physics on the Penny Ice Cap, Baffin Island, 1953. Part III: Seismic souunding. *J. Glac., 2,* Nº 18, p. 539-52.

W. ROUNDS Jr., 1955: Solutions of the two-dimensional diffusion equations. *Trans. AGU, 36,* Nº 3 p. 395-405.

I. I. SCHELL, 1952: The problem of the iceberg population in the Baffin Bay and Davis Strait and advance estimate of the berg count off Newfoundland. *J. Glac., 2,* Nº 11, p. 58-59.

M. SCHWARZBACH, 1950: *Das Klima der Vorzeit: eine Einführung in die Paläoklimatologie.* Ferdinand Enke, Stuttgart, VIII + 211 p.

G. SELIGMAN, 1936: *Snow structure and ski fields.* Mac Millan, London, 555 p. (Agotado).

G. SELIGMAN, 1941: The structure of a temperate glacier. *Geographical Journal, 97,* Nº 5, p. 295-317.

G. SELIGMAN, 1949: The growth of the glacier crystal. *J. Glac., 1,* Nº 5, p. 254-67.

R. P. SHARP, 1948: The constitution of valley glaciers. *J. Glac., 1,* Nº 4, p. 182-89.

R. P. SHARP, 1949: Studies of superglacial debris on valley glaciers. *American Journal of Science, 247,* p. 289-315.

R. P. SHARP, 1951 a: Glacial history of Wolf Creek, St. Elias Range, Ca-

nada. *Journal of Geology, 59,* Nº 2, p. 97-117.

R. P. SHARP, 1951 b: Features of the firn on Upper Seward Glacier. *Journal of Geology, 59,* Nº 6, p. 599-621.

SIPRE, 1951: Review of the properties of snow and ice. *SIPRE Report 4,* 156 p.

S. STEINEMANN, 1954: Result of preliminary experiments on the plasticity of ice crystals. *J. Glac., 2,* Nº 16, p. 404-13.

G. SULZLÉE, 1950: L'étude scientifique de la neige. *Annales de l'Ecole Nat. des Eaux et Forêts* (Nancy), p. 235-67.

W. G. L. SUTTON, 1943: On the equation of diffusion in a turbulent medium. *Proc. of the Royal Soc.,* London, ser. A, *182,* p. 48-75.

H. U. SVERDRUP, 1936: The eddy conductivity of the air over a smooth snowfield. *Geofysiske Publikasjoner* (Oslo), *11,* Nº 7, p. 1.

H. U. SVERDRUP, 1943: *Oceanography for meteorologists.* Prentice Hall Inc., New York, 235 p.

C. W. M. SWITHINBANK, C. A. M. KING, M. M. SWEETING, M. F. W. HOLLAND. H. LISTER, 1955: Recent trends of glacier fluctuations in the North Atlantic area. *Nature* (London), *175,* p. 188-93.

A. TAYLOR, 1953: Snow compaction. *SIPRE Report 13,* 64 p.

S. THORARINSSON, 1953: Some new aspects of the Grimsvötn problem. *J. Glac., 2,* Nº 14, p. 267-75.

J. TRICART, A. CAILLEUX, 1953: *Cours de Géomorphologie, 2e partie, Fasc. I, 2º: Le modelé glaciaire et nival.* Centre de Docu. Univ., Paris, 407 p. ronco.

C. TROLL, 1942: *Büsserschnee in den Hochgebirgen der Erde.* Petermanns. Mitteilugen Nº 240, Justus Perthes, Gotha.

W. H. WARD, 1952: The physics of desglaciation in Central Baffin Island. *J. Glac., 2,* Nº 11, p. 9-22.

W. H. WARD, 1953: Portable ice boring equipment. *J. Glac., 2,* Nº 16, p. 433-36.

S. E. WHITE, 1954: The firn field of the Volcano Popocatepetl. *J. Glac., 2,* Nº 16, p. 389-93.

W. W. WILSON, 1941: An outline of the thermodynamics of snow melt. *Trans.* AGU, *22,* Nº 1B, p. 182-95.

P. WOLDSTEDT, 1954: *Das Eiszeitalter. Erster Band: Die allegemeine Erscheinungen.* F. Enke, Stuttgart. VII + 374 p.

E. J. WORKMAN, W. DROST-HANSEN, 1955: On the microstructure and formation of ice from liquid water. *Trans. AGU, 36,* Nº 3, p. 534.

W. H. WORKMAN, 1914: Nieve penitente and allied formations in Himalaya. *Z. Glkde., 8,* p. 290-330.

Z. YOSIDA y colegas, 1955: Physical studies on deposited snow. I: Thermal properties. *Contrib. from the Inst. of Low Temperature Science* (Hokkaido Univ., Sapporo, Japón), Nº 7, p. 19-74.

SEGUNDA PARTE

EXPLORACION Y GLACIOLOGIA DE LOS ANDES CHILENOS

Capítulo X

LOS ANDES DE CUYO Y DE SANTIAGO: EXPLORACION

10. 1. *BREVE HISTORIA DE LA EXPLORACION*

10. 1. 1. *La búsqueda de pasos andinos.* La altísima Cordillera que separa Chile Central de la Pampa Argentina, ha sido explorada desde tiempos remotos por los aborígenes de Chile y los Incas, más tarde, por mineros aislados, arrieros buscando potreros altos, contrabandistas y cazadores de guanaco. Aquí hablaremos sólo de las exploraciones que han dado lugar a publicaciones y aprovechado a las generaciones siguientes.

La Cordillera ha sido ante todo una barrera, y la primera preocupación ha sido de estudiar los pasos que permiten franquearla. Ya en el siglo XVI, Diego Hurtado de MENDOZA mandó explorarlos. Una mención aparte merece la épica y trascendental travesía de los Andes por las tropas del General SAN MARTÍN, en 1817. Según el estudio reciente de ACEVEDO DÍAZ (1951), los libertadores O'HIGGINS y SAN MARTÍN cruzaron la Sierra del Paramillo, la Cordillera del Tigre, el Cordón del Espinacito, la Cordillera limítrofe por el Paso de las Yaretas (el Mayor ARCOS por el Paso de Valle Hermoso), y por fin el Cordón del Cuzco (entre los Ríos Leiva y Putaendo). Mientras tanto el General LAS HERAS pasaba por Uspallata y el Paso de la Iglesia.

En 1835, DARWIN relata su travesía por el Paso de los Piuquenes y por primera vez describe penitentes de nieve, atribuyéndolos al viento. De 1904 a 1910 se construye el ferrocarril transandino.

Los valles secundarios de la Alta Cordillera y las altas cumbres, sin interés económico evidente, han permanecido inexploradas hasta épocas muy recientes, a pesar de la vecindad de grandes ciudades. Es solamente el desarrollo del andinismo que ha motivado su exploración. Y si los oficiales que acompañaban a FITZ-ROY, en 1835, no se hubiesen equivocado, asignando al Aconcagua más de 7000 m. de altitud (7081 m en vez de los 6953 a 6970 que tiene efectivamente), quizás esta exploración hubiera demorado 30 años más. ¡Tal es la fascinación que ejerce la altitud sobre el alpinista!

La exploración de la Alta Cordillera ha sido una empresa privada y desinteresada, que ha quedado muchas veces ignorada de las autoridades y entida-

des oficiales. Sólo en los últimos años la Corporación de Fomento de la Producción chilena ha enviado geólogos en la Alta Cordillera.

10. 1. 2. *El andinismo antes de la primera Guerra Mundial.* La primera ascensión conocida en esta región es en 1845, la de los Volcanes Descabezado Chico y Azul (cuyo cráter había aparecido dos años antes), por Ignacio Domeyko.

En 1883 Güssfeldt hace dos tentativas al Aconcagua, por el Valle de los Patos, alcanzando 6500 m, y asciende el Volcán Maipo. En 1897, una expedición trae a los Andes cuyanos, bajo la dirección de E. A. Fitzgerald, a Stuart Vines y a varios naturalistas, con cinco guías, entre los cuales, Mathias Zurbriggen y Lanti. La expedición ascendió el Aconcagua y el Tupungato, y publicó un valioso libro sobre sus exploraciones y ascensiones.

En 1900, Hauthal asciende los volcanes Planchón, Peteroa y Descabezado Grande.

De 1907 a 1912, Helbling y Reichert exploran toda la Alta Cordillera del lado argentino, entre el Aconcagua y el Tupungato. En 1919, Helbling publica su mapa del valle del Río Plomo, al 1/25 000, el mejor mapa andino publicado hasta hoy día, y uno de los pocos que alcance la precisión de los mapas de los Alpes.

En 1915 aparece la primera edición de la carta nacional de Chile, al 1/500 000, levantada por la comisión de límites bajo la dirección de Riso Patrón, admirable trabajo para la época, pues abarca la totalidad del territorio. Será reimpreso sin notables modificaciones por el Instituto Geográfico Militar, hasta en el año 1945.

La guerra mundial impide luego las exploraciones extranjeras, y al acabar ésta, el interés de los alpinistas europeos se concentra en el Everest.

10. 1. 3. *El andinismo entre las dos Guerras Mundiales.* La antorcha del andinismo es de nuevo encendida por el Club Alemán de Excursionismo, con sedes en Valparaíso y Santiago de Chile, bajo la impulsión de Sebastián Kruckel, A. Maas, Otto Pfenniger y muchos otros. La región explorada es principalmente la que se extiende al norte del refugio de Lo Valdés, entre el Volcán San José y el Nevado de Piuquenes. En 1928 es ascendido el Marmolejo (cumbre sur), los años siguientes el Mesón Alto, el San José, el Cortaderas, el Nevado de Piuquenes, los Cerros Morado y Pirámide. También el Cerro Risopatrón, en el nacimiento del Olivares (en 1935). Los resultados de estas expediciones, con fotos y mapas esquemáticos, son publicados en una excelente revista en alemán: *Andina* (4 ejemplares en 1933, 37, 38 y 43). En 1929 Klatt y Fickenscher publican la primera edición de su valiosísima *Carta de excursionismo de la Cordillera Central entre las latitudes* 32°30′ y 34°20′, con abundantes cotas y toponimia, y por primera vez indicación de los glaciares.

En 1934 una expedición italiana viene a Chile, demasiado tarde en la temporada para hacer reconocimientos y emprender grandes primeras ascensiones. El mejor escalador de la expedición logra dos escaladas (Punta Italia y Cerro Littoria) que serán vueltas a hacer en 1953 y 1954 por Luis Krahl, Sergio Kunstmann y Eduardo Meyer, lo que atestigua el alto nivel alcanzado hoy día por el andinismo chileno.

Más al norte, durante el mismo verano 1934 una expedición polaca dirigida por NARKIEWICZ-JODKO explora la región del Mercedario, conquistando sus principales cumbres, y en 1937 otra explora la vertiente argentina del Nevado Ojos del Salado.

En 1939, Federico MARMILLOD y Sra., con Carlos PIDERIT logran conquistar el Alto de los Leones, éxito que tiene en la historia del andinismo la importancia de la ascensión de la Meije o del Cervino en los Alpes. En 1946 KRAHL y Eberhardt MEIER darán otro paso decisivo en el desarrollo del andinismo al ascender un cerro ya conquistado, el San Francisco, por una nueva ruta, mucho más bella y más difícil técnicamente que la ruta normal.

10. 1. 4. *Desarrollo actual del andinismo.* En los últimos diez años, y sobre todo después de 1950, el andinismo se ha vuelto un deporte muy popular tanto en Chile como en Argentina. Más lejos hacemos la reseña de las más notables cumbres conquistadas.

Desafortunadamente de poco provecho para el conocimiento de los Andes han sido las exploraciones a nuevos valles, pues casi nunca se han publicado artículos con valor científico, acompañados de fotografías y croquis topográficos. Hemos tenido la suerte de poder consultar numerosas fotografías inéditas, gracias a la amabilidad de los Sres. Manuel BAZAN, Evelio ECHEVERRÍA, Bión GONZÁLEZ, Luis KRAHL, Sebastián KRUCKEL, Federico MARMILLOD, Eberhardt MEIER, y varios otros. Así podemos entregar al público no andinista algunos datos que se hubieran perdido sin la presente publicación.

Una aclaración es aquí necesaria, para el lector extranjero. En los Alpes, en el pasado siglo, mayor parte de la exploración y de la conquista de las cumbres fué hecha por una nobleza británica deportista, que disponía de tiempo y de considerables medios materiales. Los andinistas ellos, como los alpinistas en la Europa actual, se reclutan en la clase media y disponen de pocas semanas de vacaciones al año. Pero en Europa hay hoy día carreteras que llegan al pie de los glaciares, refugios por doquier en medio de los glaciares, escuelas de enseñanza del andinismo más o menos gratis. En los Andes son aún necesarios varios días para alcanzar las zonas de mayor belleza e interés andino. Esto explica que los andinistas aprovechen sus cortas vacaciones para escalar una cumbre, sin tener tiempo de estudiar detenidamente la región o de buscar rutas novedosas.

Los únicos que tienen facilidades para emprender esta tarea viril y patriótica son los militares. Ya en el año 1942 una expedición militar argentina vencía el Aconcagua (6956 m), y en 1951 una expedición militar boliviana el Volcán Sajama, que con 6520 m es la más alta cumbre de Bolivia. En 1955 se fundó la Escuela Militar de Alta Montaña chilena, con sede en Los Andes. En febrero de 1956 una expedición chilena, mandada por el Capitán René GAJARDO conquistó las cuatro cumbres del Nevado Ojos del Salado, más alta cumbre de Chile (6870 m, según triangulaciones antiguas). A la diferencia de las anteriores esta ascensión se desarrolla en una región totalmente desértica, teniéndose que partir a pie desde 4600 m de altitud, a 25 km de la cumbre, por arenales, glaciares cubiertos y rocas descompuestas. Es grato recalcar la fructífera colaboración solicitada en este caso por el ejército, de andinistas y científicos civiles.

A pesar de las dificultades señaladas anteriormente, los andinistas chilenos

habían vencido en 1954 todas las cumbres de más de 5000 m vecinas de Santiago (unas 40), salvo tres cumbres secundarias del Nevado Juncal, el Juncal Chico, el Cerro Tronco, y una cumbre secundaria del Marmolejo. Ya llega la hora en que la vanguardia de los andinistas tiene que escoger entre tres posibilidades:

1) Ascender cerros ya vencidos por nuevas rutas, de mayor dificultad técnica.

2) No buscar cerros altos, sino cerros difíciles de ascender, como abundan en los Andes de Rancagua y San Fernando o en Patagonia.

3) Detenerse a estudiar la Alta Cordillera científicamente, hacerse geólogos, glaciólogos, arqueólogos, etc., en vez de sólo ponerse una mochila al hombro y caminar.

A estos últimos dedicamos el presente libro.

10. 2. *CARTOGRAFIA*

10. 2. 1. *La carta nacional chilena al 1/500 000.* Esta carta en cuatro colores, sin curvas de nivel, hoy día agotada, no fué prácticamente modificada desde los tiempos de Riso Patrón. En la región que nos interesa hay notables errores topográficos, en particular en la zona del Nevado Juncal (fig. 37). El lector

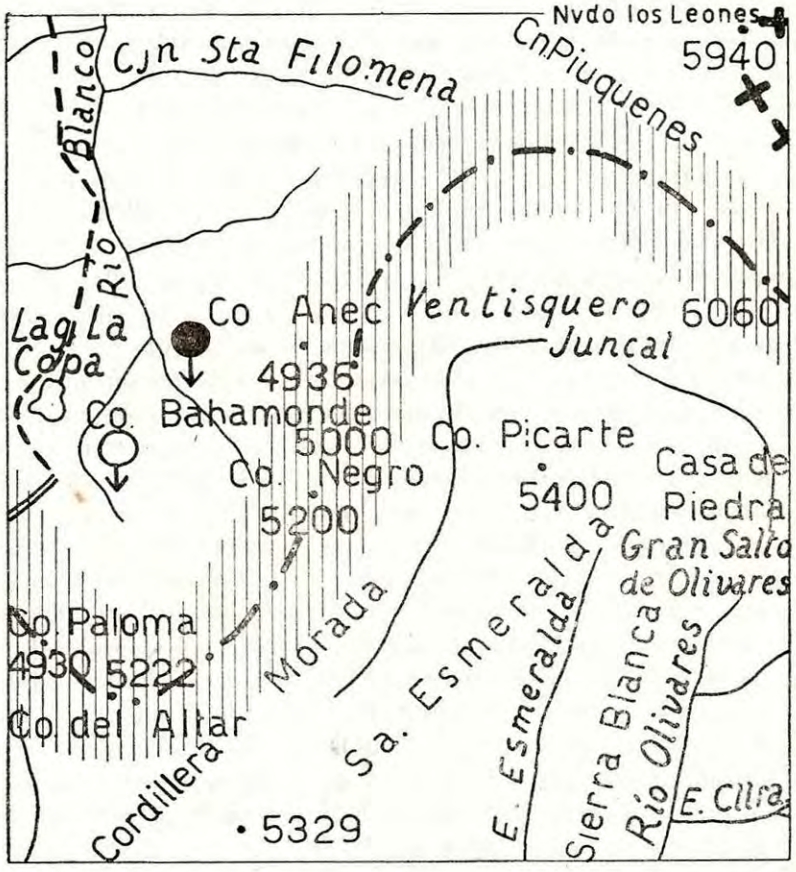


Fig. 37: Mapa de los Ventisqueros Olivares, según la Carta Nacional al 1/500.000, edición 1945.

comparará este mapa parcial con la fig. 39 que representa exactamente la misma zona, tal como es en realidad.

Entre otros errores, señalemos que ni el Cerro Polleras ni el Volcán Tupungatito se encuentran en la línea divisoria de aguas: el primero queda en Argentina y el segundo en Chile. Por otra parte prácticamente ningún glaciar figura en este mapa, aun cuando hay unos 1200 km² de glaciares entre 33° y 35° lat. S.

Este mapa fué ampliado al 1/250 000 y notablemente mejorado por KLATT y FICKENSCHER (ediciones agotadas).

10. 2. 2. *Mapas topográficos chilenos y argentinos al 1/100 000.* El mapa topográfico chileno es en negro y confidencial para la zona que nos interesa, el argentino al 1/100 000 es en tres colores y de venta libre.

En la región limítrofe encierran tantos errores el uno como el otro. Ambos tienen tupidas curvas de nivel cada 50 m, haciendo creer en un levantamiento fotogramétrico inexistente. En realidad cerca del filo fronterizo hay quebradas enteras olvidadas, por ejemplo alrededor del Cerro Castillo.

La ubicación de las cumbres fronterizas difiere en los mapas argentinos y chilenos de varios kilómetros: nuestro principal trabajo geográfico ha sido esbozar la junción entre los levantamientos regulares efectuados a ambos lados de la cordillera. Por otra parte el mapa argentino asigna mayores altitudes a las cumbres fronterizas, a veces con evidente exageración:

	Mapas argentinos	Mapas chilenos
Tupungato	6800 m	6550 m
Tupungatito:	5913	5640
Volcán San José:	6070	5830

Una anécdota mostrará a qué precisión puede llegar un mapa topográfico correcto. En julio de 1948 recorría con un compañero un muy largo filo rocoso en los Alpes del Delfinado: la arista Pointe Maximin-Aiguille Rousse. Cosa muy excepcional en los Alpes, esta arista nunca había sido recorrida y se carecía de datos sobre ella. Era una muy aérea arista horizontal de roca descompuesta, con grandes paredones verticales a ambos lados. Desde varias horas una niebla espesa nos rodeaba y las paredes se perdían en ella. Llegamos a una torre infranqueable. ¿Cómo escaparnos de esta ratonera? Miramos la carta topográfica al 1/50 000. En ese lugar el glaciar, que nunca habíamos alcanzado a ver, estaba indicado 20 metros más abajo. Sacamos la soga de rappel de 50 m y la ponemos en doble: son 25 metros de cuerda, pero la extremidad desaparece en la niebla. ¿Quedaremos colgados en medio de una pared lisa, si intentamos bajar? Mientras discutíamos si era prudente fiarse del mapa, la niebla se despejó un poco y vimos que efectivamente la cuerda arrastraba de 5 metros sobre el glaciar.

Notemos que estos mapas de fantástica precisión están en venta libre en todos los países alpinos, aunque los Alpes hayan sido de todos tiempos un tradicional campo de batalla. El Estado Mayor opina allá que, si en tiempo de guerra se puede ocultar al enemigo el calado de una bahía o una fortificación

subterránea, es imposible ocultarle montañas de cuatro mil metros. Según parece en Sudamérica no es el caso.

Desde 1952 va saliendo una carta topográfica argentina al 1/50 000 en 3 colores. Ya están en venta las hojas "Aconcagua" y "Cerro Juncal". Esta última, levantada en el año 1929, es inferior en precisión al mapa de HELBLING: en particular desconoce el Glaciar S. E. del Nevado Plomo, origen de la catástrofe de 1934.

10. 2. 3. *La Carta Preliminar chilena al 1/250 000.* Desde 1953 el mejor mapa existente de los Andes chileno-argentinos, fuera de la reducida zona cartografiada por HELBLING y del Aconcagua, es la Carta Preliminar del Instituto Geográfico Militar al 1/250 000, con curvas de nivel cada 1000 pies (304,8 m). Este mapa ha sido levantado por una misión norteamericana que tomó fotografías aéreas de todo Chile en 1945, según el procedimiento trimetrogon. Los estudiaremos con más detalle a propósito de los Andes Patagónicos meridionales.

Desafortunadamente la altura de vuelo, uniforme en todo el territorio, era sólo de unos 7000 m, insuficiente para esta zona, y además, no había autoriza-

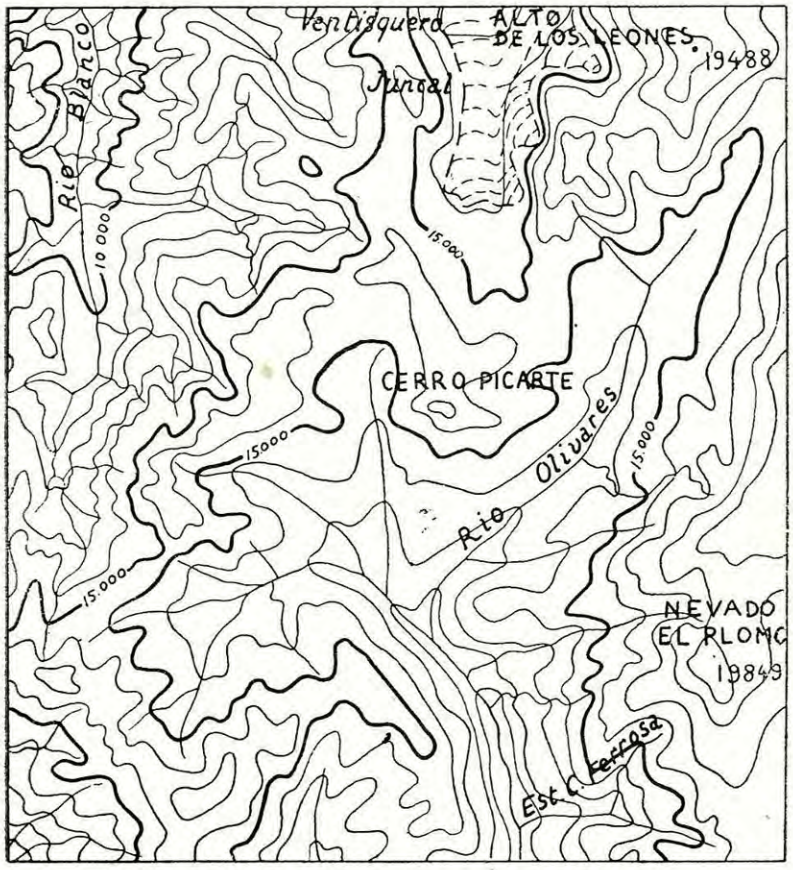


Fig. 38: Mapa de los Ventisqueros Olivares, según la Carta Preliminar al 1/250.000, edición 1952.

ción para sobrevolar el territorio argentino adyacente. Por ello el cordón limítrofe y, al norte del Paso de los Piuquenes, todo el grupo del Nevado Juncal no fueron sobrevolados, y sus valles y vertientes orientales quedaron ocultas. Por otra parte, la altitud del terreno impidió muchas veces que un mismo lugar apareciera en dos fotos distintas, permitiendo el estudio estereoscópico.

Las fotografías fueron tomadas en invierno, cuando la mayoría de los detalles queda ocultado por la nieve.

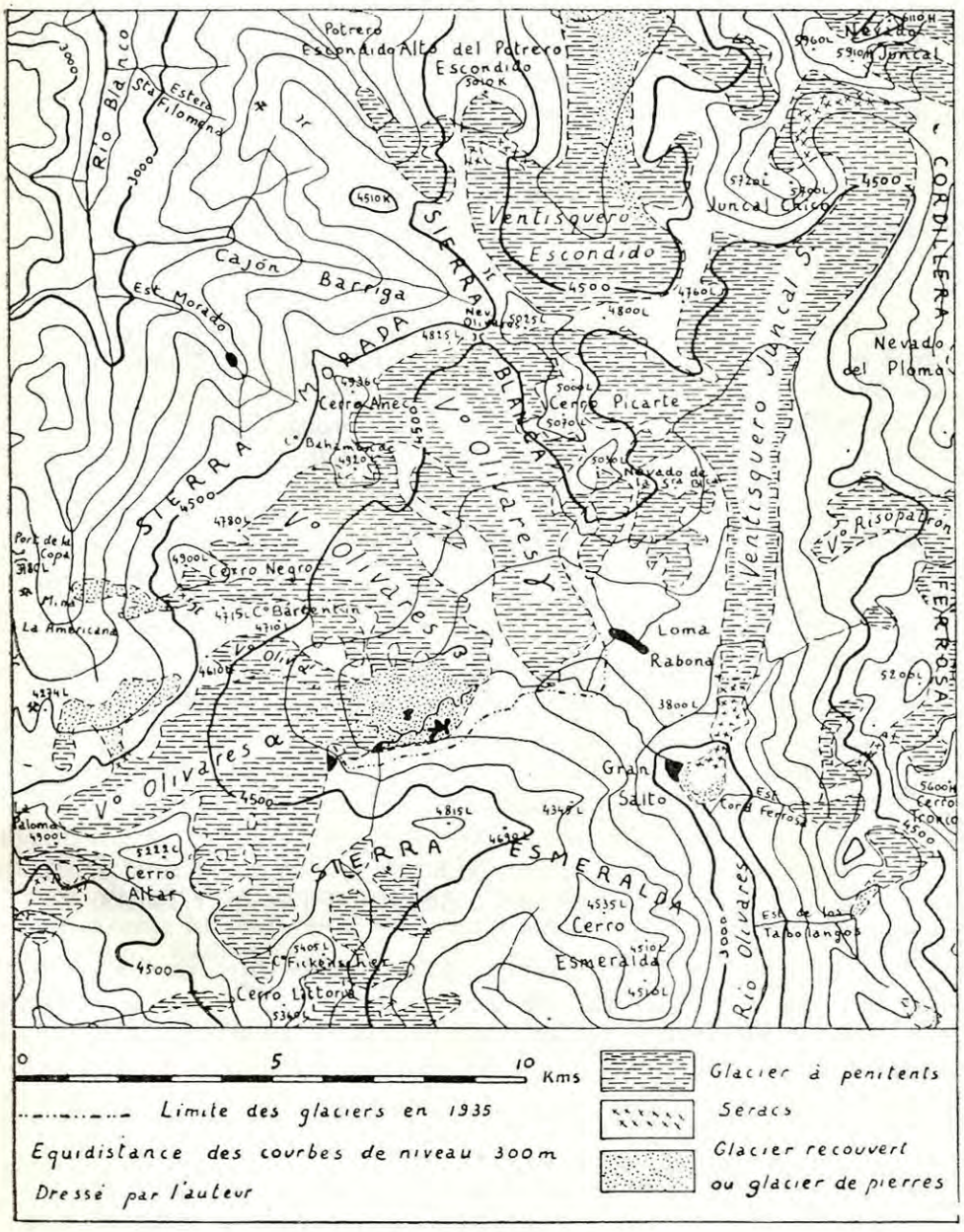


Fig. 39: Mapa de los Ventisqueros Olivares, establecido por el autor.

El mapa fué elaborado rápidamente, sin duda por un personal novicio. Hay con frecuencia errores de 300 m en la altura de los valles. No hay glaciares figurados aun en lugares en donde las grietas saltan a la vista en las fotografías.

Por fin, ante la necesidad urgente de tener un mapa del territorio, el Instituto Geográfico Militar publicó esta carta preliminar sin hacer en ella corección apreciable alguna.

Publicamos una reproducción de este mapa en la zona del Nevado Juncal (fig. 38), que el lector comparará con el mapa anterior (fig. 37), y con la realidad (fig. 39).

La toponimia de la Cordillera permanece muy errada en la Carta Preliminar. Veamos, por ejemplo, la zona que rodea la Laguna Negra y Lo Valdés, zona muy frecuentada y de toponimia bien asentada:

En donde dice:		*Debería decir:*	
Cerro Pico Negro	4701 m	Cerro Casa de Piedra . . .	4520 m
Cerro Cortaderas	4520	Aguja Helada	4701
Cerro Punta Negra	4244	Pico Negro	4244
Cerro Morado	4689	Cerro San Francisco . . .	4940
Cerro Cortaderas	5425	Loma Larga	5380
Cerro Las Placas	4736	Cerro Cortaderas	5220
Cerro del Morado	3960	Cerro Placas	4736
Cerro Retumbadero . . .	3866	Cerro Corona	4130
El Yesillo	4206	Cerro del Diablo	4206
Cerro Valdés	4186	Retumbadero Alto	4186

Es lástima que no haya sido contratado un andinista experimentado, quien sólo sabe reconocer los cerros sobre fotografías aéreas, tomadas bajo ángulos novedosos.

10. 2. 4. *Las fotografías panorámicas, base de nuestros mapas.* No teniendo ni el tiempo, ni el material, ni los ayudantes necesarios, sólo he podido corregir aproximadamente el mapa al 1/250 000 anterior en la zona de ventisqueros y en las rutas de acceso a ellos. Pero más valía una corrección somera para toda la zona que un levantamiento topográfico de precisión de una zona reducida. Para este último trabajo, además, se necesitarían autorizaciones especiales, por tratarse de zonas fronterizas. El trabajo se hizo sobre ampliaciones al 1/100 000 de la Carta Preliminar, y lo publicamos finalmente a escala 1/150 000, en un sobre aparte.

A título de profesor en la Universidad de Chile, la Dirección del Instituto Geográfico Militar nos dió muy amablemente amplio acceso a sus documentos. Por otra parte, varios entre los mejores andinistas actuales me prestaron numerosas fotografías tomadas durante sus ascensiones, en particular fotografías panoramicas tomadas desde las más altas cumbres y abarcando el horizonte entero.

Estas últimas fotos no sólo atestiguan el acceso a la cumbre, sino que permiten una buena triangulación expeditiva. Para cubrir el horizonte entero son necesarias unas doce fotos 24 x 36 mm. Si se supone que los abscises, tomados

a lo largo del horizonte teórico, son proporcionales a los ángulos en el terreno, el cálculo muestra que el error cometido para 12 fotos tomadas bien regularmente con una cabeza panorámica no sobrepasa los 8'. Aún admitiendo un error doble, la precisión es tan buena como la de un levantamiento a la plancheta. Pero la fotografía panorámica demora solamente un minuto, y puede hacerse a pesar del frío, del viento y del agotamiento físico debido a la altura que impide fijar la atención. Para ello no es necesario cargar un pesado trípode a hombros, y por fin la fotografía nos suministra otros valiosísimos datos.

Hemos tenido a nuestra disposición panorámicas cubriendo los 360° del horizonte tomadas desde las cumbres siguientes:

Grupo del Juncal y del Plomo

Nevado de la Sierra Blanca, 5030 L. (fotos Manuel BAZÁN).
Cerro Solari, 5325 K. (fotos Bión GONZÁLEZ).
Nevado Juncal, 6110 H. (fotos Luis KRAHL).
Nevado del Plomo, 6050 H. (fotos Luis KRAHL).
Cerro Reichert, 5470 H. (fotos Luis KRAHL).
Nevado Olivares, 5025 L. (fotos Luis KRAHL).
Cerro Picarte, 5070 L. (fotos Luis KRAHL).
Cerro Esmeralda Norte, 4535 L. (fotos Luis KRAHL).
Cerro Plomo, 5430 R. (fotos Luis KRAHL).
Alto del Potrero Escondido, 5010 K. (fotos Luis LLIBOUTRY).
Punta de la Perla, 4200 L. (fotos Luis LLIBOUTRY).
Punta del Infiernillo Sur, 4320 L. (fotos Luis LLIBOUTRY).
Cerro Iver, 4700 L. (fotos Luis LLIBOUTRY).
Cerro Barrentín, 4695 L. (fotos Luis LLIBOUTRY).
Pie oeste del Nevado del Plomo, 4600 ± (fotos Luis LLIBOUTRY).
La Parva de Farellones, 3970 L. (fotos Luis LLIBOUTRY).

Grupo del Tupungato — Alto Yeso

Cerro Polleritas, 5370 L. (fotos Manuel BAZÁN).
Sierra Bella, 5340 C. (fotos Luis KRAHL).
Tupungato, 6550 C. (fotos Luis KRAHL).
Cerro Alto, 6111 A. (fotos Luis KRAHL).
Cerro Yeguas Muertas, 4910 K. (fotos Bión GONZÁLEZ).
Cerro Bello, 5200 C. (fotos Bión GONZÁLEZ).
Cuerno Blanco, 5030 K. (fotos Bión GONZÁLEZ).
Paso de los Piuquenes, 4030 R. (fotos Luis LLIBOUTRY).
Marmolejo Norte, hacia 5400 ± (fotos Luis LLIBOUTRY).

Grupo del Marmolejo — Cerro Castillo

Marmolejo Sur, 6100 C. (fotos Luis KRAHL)
Cerro Castillo, 5485 C. (fotos Luis KRAHL).

Morro del San José, 2900 ± (fotos Luis LLIBOUTRY).
Cerro Valdés, 3450 ± (fotos Luis LLIBOUTRY).

Grupo de los Picos del Barroso

Cumbre al sur del Paso Molina, 3640 L. (fotos Luis LLIBOUTRY).

Grupo Palomo — Tinguiririca

Volcán Tinguiririca, 4130 L. (fotos Luis LLIBOUTRY).
Punta Rosita, 4100 L. (fotos Luis LLIBOUTRY).
Glaciar Universidad, 2800 ± (fotos Luis LLIBOUTRY).

10. 2. 5. *Corrección de la ubicación de las cumbres.* La ubicación de las altas cumbres en los mapas existentes no es siempre exacta, y hemos podido comprobar errores de hasta 2 ó 3° para cerros distantes de 20 a 30 km. Ello se debe a que las triangulaciones han sido hechas desde demasiado bajo, y a veces se han confundido las cumbres con antecimas. Por otra parte, las coordenadas de los hitos fronterizos han sido determinadas astronómicamente, en una época en que no existían radios portátiles para transmitir las señales horarias. Ello causa errores en la longitud, y como, por otra parte, pueden existir notables perturbaciones locales de la vertical, también hay errores apreciables en la latitud.

Con las fotos panorámicas señaladas hemos hecho "estrellas", dando la dirección en que se veían las distintas cumbres. Tratando entonces de "mover" el menor número de cumbres posible, hemos tenido, sin embargo, que correr en el mapa el Cerro Plomo de unos 2 km hacia el este, el Volcán San José de unos 3 km hacia el N. N. E., el Loma Larga de unos 2 km hacia el este, el Paso Molina de 1,5 km hacia el sur, etc.

10. 2. 6. *Corrección de las cotas.* Entre las cotas que figuran en la Carta Nacional chilena al 1/500 000, las hay de excelentes obtenidas por una triangulación de precisión (errores sin duda inferiores a 2 m) otras obtenidas por triangulación lejana y aceptables (errores inferiores a 20 m), otras de origen diverso (altímetro, estimación hecha por los andinistas que ascendieron una cumbre), casi siempre inadmisibles (errores a veces superiores a 200 m, en general por exceso). Desgraciadamente nada indica en los mapas cuáles son las cotas calculadas exactamente y las que no lo han sido.

La Carta Preliminar sólo reproduce en esta zona las cotas de la Carta al 1/500 000.

Desde las cumbres que hemos ascendido, además de tomar una panorámica completa, hemos medido la altura de una docena de puntos con un eclímetro de bolsillo (precisión: 5'). La altura de las demás cumbres se obtenía luego por interpolación. Se efectuó una corrección standard de 0,22' por km de distancia (0,27' debido a la curvatura del globo y −0,05' debido a la refracción atmosférica). Una vez determinada la diferencia de altitud con las cumbres visibles, se escogió como altitud de la estación la que nos hacía me-

nos modificar las cotas del mapa. Ha sido posible así escoger entre los distintos mapas existentes cuáles son las cotas más dignas de crédito, descartar algunas manifiestamente erróneas, y calcular las otras cotas necesarias.

Para indicar el origen de las cotas, pondremos siempre una inicial a continuación:

R. para una cota calculada por RISO PATRÓN;
C. para una cota calculada por el I. G. M., chileno;
A. para una cota calculada por el I. G. M., argentino;
H. para una cota calculada por HELBLING;
K. para una cota calculada por KLATT y FICKENSCHER;
L. para una cota calculada por LLIBOUTRY.

10. 2. 7. *Corrección de la toponimia.* La toponimia de la alta Cordillera es un rompecabezas, pues se han querido poner nombres sobre mapas falsos. Al mejorar la precisión de éstos, hay que volver a encontrar los textos originales.

Tanto en lo que se refiere a la alta Cordillera central como a Patagonia, hemos tratado de fijar la toponimia, ateniéndonos estrictamente a las siguientes reglas:

1º Aceptamos, en primer lugar, los nombres geográficos que concuerdan en dar todos los viejos moradores y baqueanos de la zona. Hay que desconfiar de los nombres dados por obreros agrícolas, mineros, etc., llegados en la región en una fecha reciente;

2º Asimismo, aceptamos los nombres dados por los andinistas a los cerros que ascendieron en primera ascensión, dejando constancia de ello en la cumbre, siempre que no exista nombre anterior, y que este nombre sea respaldado por la Federación de Andinismo y aceptado por el Instituto Geográfico Militar.

3º Por fin, aceptamos los nombres dados por comisiones topográficas o expediciones oficiales, a puntos cuya ubicación determinaron exactamente, aun cuando no los hayan ascendido, *pero siempre que no exista nombre anterior.* Los aceptamos con reservas, sin considerarlos como definitivos, cuando se trata de expediciones no oficiales (por ejemplo, la mayoría de los "bautizos" hechos por el Padre de Agostini, en Patagonia).

Pero negamos toda autoridad para bautizar montañas y otros puntos geográficos a las personas que no han ido en el terreno, por tan oficiales que sean sus cargos. Un ejemplo entre mil: a pesar de la gran admiración que tengo por la obra fundamental del geólogo Juan BRUGGEN, no veo con qué derecho se puede, a 2000 km de distancia, bautizar un glaciar de Patagonia, que uno desconoce por completo, "Glaciar Juan Bruggen". Dejando aparte que BRUGGEN haya estudiado casi exclusivamente el Norte Grande, este glaciar fué ampliamente reconocido y estudiado por el Padre de Agostini, que lo bautizó Glaciar Pío XI. Luego, lo han recorrido varias expediciones argentinas, que han publicado sus resultados científicos, conservándole este nombre.

Conozco a un notable geógrafo, que, sin salir de su oficina, de Santiago, ha bautizado todas las penínsulas, islas, fiordos, lagos e islas que las fotos aéreas han hecho descubrir en Patagonia. ¡Qué lejos estamos de la prudencia

que los cartógrafos del *Indian Survey,* que en los mapas de la tan recorrida y estudiada región del Karakorum, siguen designando las cumbres, por Kl, K2...! Siguiendo este ejemplo, hemos bautizado de manera provisoria los inmensos glaciares innominados de Patagonia, con un mero indicativo.

10. 3. *RESEÑA DE LAS PRINCIPALES CUMBRES EN LOS ANDES DE SANTIAGO Y DE CUYO, AL NORTE DEL TRANSANDINO*

10. 3. 1. *Ensayo de clasificación.* Por primera vez vamos a tratar de establecer entre las distintas ascensiones, una escala de valores. Es cierto que las ascensiones han sido hechas demasiadas pocas veces, y sobre todo, que hay demasiado pocas personas que hayan hecho múltiples ascensiones para que las comparaciones alcancen una objetividad suficiente. Pero creemos, sin embargo, conveniente de esbozar una clasificación provisoria, sobre todo para el uso de los andinistas extranjeros y de los no-andinistas, para que no se pongan en un mismo plano una ascensión del Cerro Castillo y una del San Ramón. El hecho que el autor sea extranjero, afiliado a ningún club, y que no permanezca en Chile, le permite ser imparcial.

No señalaremos las cumbres fáciles de menos de 5000 m de altura. Las calificaciones de "poco difícil", "bastante difícil", etc., se entienden para andinistas entrenados, y ya experimentados en roca y hielo. Sin guía experimentado, un novicio puede verse en serios apuros en una ascensión "poco difícil". Estas calificaciones se refieren, además, a la Cordillera en verano y con buen tiempo. La ascensión más fácil puede volverse muy peligrosa o imposible, con mal tiempo. Tomaremos como base de comparación, las ascensiones siguientes:

Fácil: Cerro Plomo;
Poco difícil: Aconcagua, Cerro Negro del Olivares;
Bastante difícil: Nevado Juncal, Mesón Alto;
Difícil: Cerro Castillo, Punta Italia;
Muy difícil: Ningún ejemplo conocido;
Extremadamente difícil: Aconcagua, faz sur.

En lo que sigue, cuando se indica la duración de la ascensión, es incluyendo todo el trayecto en mulas, desde el final de la carretera o del ferrocarril. Las ascensiones sin número son ascensiones que no se han vuelto a repetir. Las ascensiones más clásicas están señaladas por un asterisco. Por fin, la nómina de los ascensionistas se ha hecho por orden estrictamente alfabético.

10. 3. 2. *Cumbres entre 31° lat. S., y el río de los Patos.* Cordillera de la Totora, (cumbre más alta: 5625 A.); y Cordillera de Ansilta, (cumbre más alta: 5910 A.). Cumbres aún vírgenes en 1950.

Grupo del Mercedario. Cumbres muy altas, sin dificultades técnicas. Roca muy descompuesta.

Mercedario, 6770 A. Por el norte, 1º: S. Daszynski, A. Karpinski, S. Osiecki, V. Ostrowski, 18-I-1934. Por el sur, V. Giccheti, A. Magnani, H. Perone, 1949, cuando la 3ª ascensión.

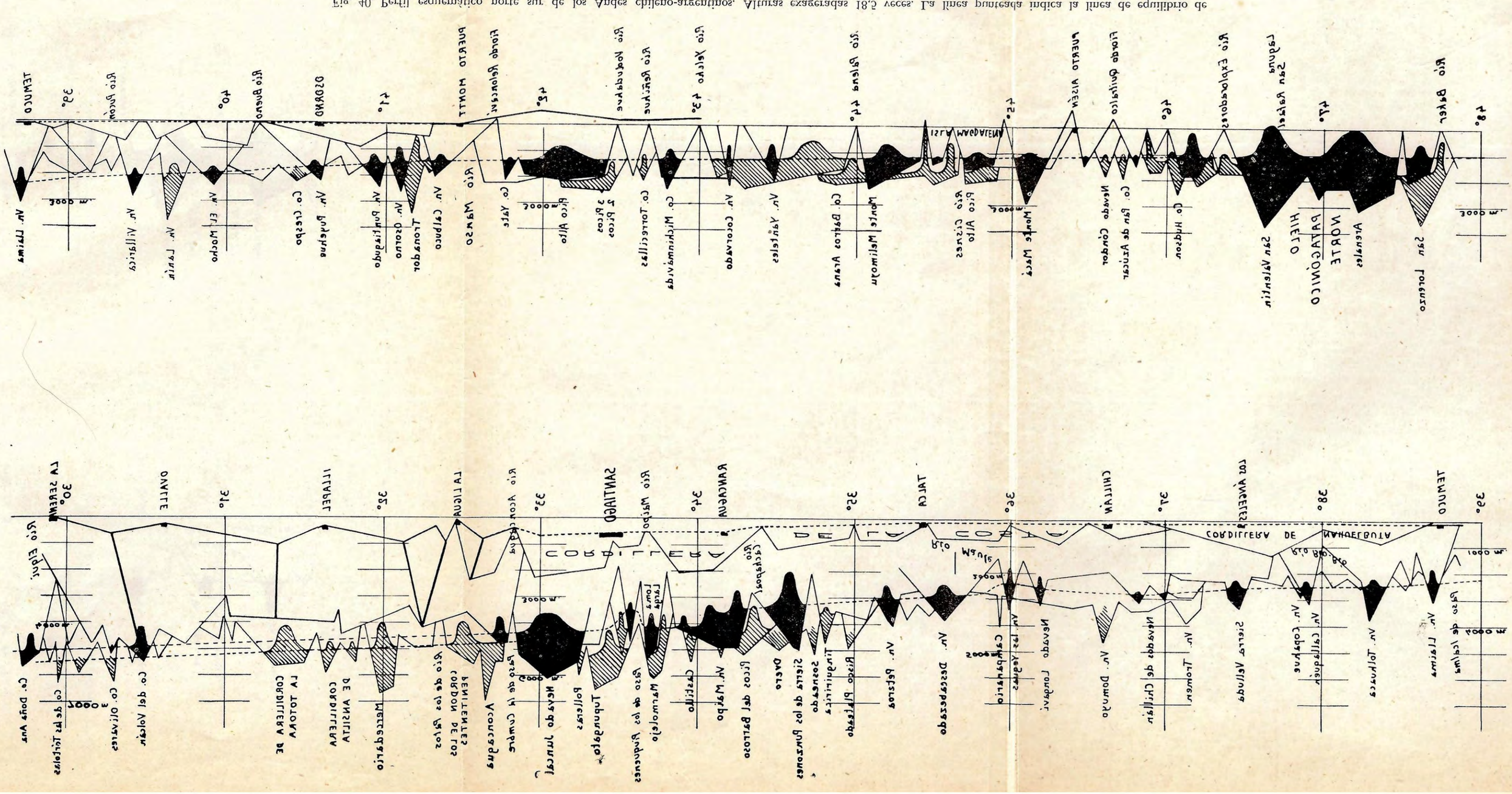


Fig. 40. Perfil esquemático norte sur de los Andes chileno-argentinos. Alturas exageradas 6,81 veces. La línea punteada indica la línea de divisoria de aguas; la línea interior rayada los glaciares, que en la sur coincide con la línea de las nieves perpetuales. Las letras interiores de las zonas en negro o rayadas indican la altura interior tratado de los distintos glaciares.

Pico Polaco. Inescalado.

Ramada, 6410 A. Desde el Valle Colorado. 1º: C. Yodko-Narkiewicz, 2-II-1934; 2º: A. Karpinski, II-34.

La Mesa, 6200 A. Desde el Valle Colorado. J. Dorawski, V. Ostrowski, 10-II-34.

Alma Negra, 6120 A. Desde el Valle Colorado. J. Dorawski, V. Ostrowski, 9-II-34.

10. 3. 3. *Grupo del Aconcagua.* Cordón de los Penitentes. Cumbres ascendidas en enero 1953 por una expedición del Centro Andino Buenos Aires. De norte a sur:

Cerro La Mano, 5600? Por el filo oeste: F. Boucher, F. Memelsdorff, C. Stegmann. Por la pared sur: J.-V. Pillet, C. Watzl.

Cerro Reichert, 5150 A. Por el lado sur y el filo este. G. Watzl, J. Guthmann, C. Stegmann.

Cúpula de Güssfeldt, 5350 A. Por el filo sur: H. y F. Boucher, F. Memelsdorff, J.-V. Pillet, G. Watzl.

Cerro Zurbriggen, 5550 A. Por el filo este: F. Boucher, J. Guthmann.

Cerro Fitz-Gerald, 5550? F. Memelsdorff, J.-V. Pillet.

Aconcagua, 6957 ± 4 m: Como se nos criticará por no aceptar la cota argentina, recordemos las mediciones realizadas (descartando aquellas con altímetro, demasiado imprecisas).

Año	*Autor*	*Altitud*	*Procedimiento*	*Observaciones*
1835	Fitz-Roy	7081	Triangulación desde Chile	Base demasiado lejana
1887	Güssfeldt	6970	Base a 4100 (barómetro de mercurio) y triangulación	
1897	Fitz-Gerald	7035	Triangulación desde Punta de Vacas	Su expedición llegó a la cumbre.
1897	Comisión de lím. chilena	6960	Triangulación desde la frontera	Véase a Risopatrón, 1903, p. 31.
1897	Comisión de lím. argentina	7130	No publicado	Por tanto resultado sin valor científico.
1904	Schrader	6960	Triangulación desde Punta de Vacas	Ingeniero extranjero.
1904	Schrader	6946	Triangulación desde Punta de Vacas	Medición distinta de la anterior.
1950?	I. G. M. argentino	6054	Triangulación de precisión	Comunicación verbal, no publicado.

¡Para el consuelo de los andinistas americanos, señalemos que el Kibo (Kenia), cumbre máxima de Africa, hace 5964 y no 6010 como indicado hasta ahora!

* *Ruta normal.* Desde el refugio Plaza de Mulas (4230 A.) por el oeste hasta el refugio Plantamura (6000), luego por el filo norte hasta el refugio Independencia (anteriormente Perón) (6700) (variante; por el gran acarreo oeste: Zurbriggen cuando la primera ascensión) y de allí por la canaleta oeste. Poco difícil (dificultades debidas únicamente a la altura). 1º: M. Zurbriggen, 14-I-1897; 2º: N. Lanti, S. Vines, 12-II-1897; 3º: R. Helbling, 1906; 4º: Cochrane, Mac-Donald y Ryan, 1925. En 1947 el Aconcagua hizo su 14ª víctima, después de la 26ª ascensión. En 1955 el número de ascensiones pasa del centenar.

Variante Güssfeldt. Hasta Plantamura por el valle de los Patos. Dos tentativas de Güssfeldt en 1883, una 3ª de Eberhart Meier y compañeros en 1953.

Por el Glaciar Relinchos y el filo oeste. S. Daszynsky, G. Yodko-Narkiewicz, S. Osiecki, V. Ostrowski, 8-III-34.

Por el filo sur, pasando por la cumbre sur, 6886 C. Bastante difícil. F. Ibáñez, F. Grajales, F. Marmillod, D. de Marmillod, 18-II-53.

Por la faz sur. Además de la considerable dificultad debida a la altura que tienen las otras rutas, extremadamente difícil técnicamente. L. Berardini, A. Dagory, E. Denis, P. Lesueur, R. Paragot, G. Poulet, 17 a 25-II-54.

OTRAS CUMBRES DEL VALLE HORCONES.

Cerro Cuerno, 5462 A. 1º: P. Ceresa, Stefano, P. Ghiglione, Chabod, 3-III-34; 2º: J.-J. Link, D. López, II-40.

Catedral del Aconcagua, 5335 A. 1º: N. Lanti, M. Zurbriggen, S. Vines, 17-III-1897.

Cerro Tolosa, 5432 A. 1º: Condesa Meyendorf, C. Meyendorf, J. y A. Pollinger, 19-IV-1902.

10. 3. 4. *Grupo de la Parva del Inca. La Parva (del Inca), 4851 C.* Por el oeste, desde la Quebrada de Alister, 3 ascensiones. 1º: J. Alig, H. Moser, XI-45. Por el cajón Ojos de Agua y el glaciar colgante sur: H. Escobar, L. Forno, 6-I-48.

Cerro Bastión, 4696 C. (Llamado erróneamente Gloria por el I. G. M. El Cerro Gloria es la cumbre más al oeste, 4515 C. que el I. G. M. llama Rancho.) 1º: Nienterlin, Skerra, Weirich, Zobeck, III-33; 2º: L. Forno, E. Gandolfo, 29-I-46.

Cerro Aguja, 4600 L.: W. Iturriaga, J. Simken, 24-II-50.

10. 4. *RESEÑA DE LAS PRINCIPALES CUMBRES EN LA ZONA DEL NEVADO JUNCAL*

10. 4. 1. *Cumbres accesibles desde el ferrocarril transandino. Gemelos, 5170 R.* Por el glaciar este. 1º: Condesa Meyendorf, A. y J. Pollinger, 24-IV-1902; 2º: F. Bade, F. Reichert, 22-I-1907; 3º: F. Labayén, W. Schiller, II-1908.

Alto del Río Blanco, 5228 H. Por el Glaciar Alto del Río Plomo (fácil); 1º: R. Helbling, F. Reichert, 1-I-1911; 2º: H. Alex, C. Keuck, R. Simon, 29-XII-45.

Foto 52: Glaciar Colgante (N. E.) del Nevado Juncal, en abril, 1953. En la lengua inferior, a la derecha, se nota el rastro del importante desmoronamiento ocurrido en 1951.

Foto 53: Alto de los Leones, 5400 R, visto desde la Vega Nacimiento (norte). La nube de polvo en la canaleta se debe al desprendimiento de un serac. La ascensión se hace por la canaleta más a la izquierda. Al pie: lengua del Glaciar Juncal Norte.

Foto 54: Alto del Potrero Escondido. 5010 K, visto desde la parte alta del Glaciar Escondido. (sur).

Foto 55: Alto de los Leones, arista S. E. Foto tomada por L. KRAHL, desde el Nevado Juncal. En el primer plano, nevero del Glaciar Juncal Norte.

Por el Glaciar del León Negro y la arista sur (bastante difícil): W. Foerster, L. Krahl, Eberhardt Meier, W. Niehaus, 8-I-51.

León Negro, 5151 H. Por su glaciar suroeste. Bastante difícil. Cumbre norte. W. Foerster, L. Krahl, E. Meier, W. Niehaus, 7-I-51. Cumbre sur: G. y R. Araya, 17-I-51.

Como la cumbre anterior, estas cumbres no son fronterizas sino enteramente chilenas, si se admite que en esta zona la frontera sigue la divisoria de aguas. En efecto el glaciar al sur del Alto del Río Blanco (Ventisquero Alto de HELBLING, o más explícitamente Glaciar Alto del Río Plomo) desagua en parte hacia el Pacífico, por el Paso Francisco Moreno y el Estero Monos de Agua.

Mono Verde, 4500 ±. Cumbre de roca descompuesta en el fondo del Cajón Monos de Agua. A su pie unas curiosas rocas de yeso amarillo de donde mana abundante agua dan su nombre al Cajón. S. y F. Montenegro, C. Noriega, 10-III-55.

Aguja Nacimiento, 3850 ±. La más alta de un grupo de agujas rocosas entre el Glaciar Juncal norte y el Estero Monos de Agua, dominando la vega Nacimiento. H. Koch, E. Schwarzel, 4-III-51.

* *Nevado Juncal, cumbre norte, 6110 H.* Así llamado por Helbling y Reichert. Llamado Nevado de los Leones en los mapas chilenos.

Por la arista norte, desde el portezuelo entre la cumbre y la antecima N. E., 4800 ± Portezuelo alcanzado por el S. E.: 1º: R. Helbling, F. Reichert, 20-I-1910.

Portezuelo alcanzado por el glaciar colgante N. E. (véase foto 52): 2º: Boccalatti, Zanetti, 1934; 3º: F. Marmillod y Sra., XII-38; 4º: Breuch, Moser; 5º: Foerster, Krahl, Meier, Niehaus, 15-I-51.

En 1951 se desmoronó la parte baja del glaciar colgante. Sin duda debido a ello las ascensiones ulteriores empezaron por las rocas más al este. 6º: Srta. C. Chinchilla, W. Iturriaga, G. Mills, III-51; 7º: O. Oyarzún, P. Rossel, J. Simken, 16-I-52.

En todos los casos bella y muy larga ascensión, técnicamente bastante difícil. Vista espléndida. Factible en 7 días.

* *Alto de los Leones, 5400 K.* (Fotos 53 y 55). Portezuelo al sur alcanzado por la faz este, y luego arista sur. Escalada bastante difícil a gran altura, seguida por un espléndido recorrido de arista. Factible en 5 días.

1º: F. Marmillod y Sra., C. Píderit, 11-IV-39; 2º: J. Jeffs, A. Muñoz, 1942; 3º: W. Iturriaga, J. Olmos, 3-III-51; 4º: G. Araya, J. Varela, C. González, R. Saavedra, 12-III-51 (variante); 5º: N...

Yeguas Heladas, 4785 C. Por el glaciar colgante sur, bastante difícil. 1º: Kramer y N..., 1922; 2º: W. Bachmann, L. Covarrubias, E. Echeverría, 5-I-51.

10. 4. 2. *Sierra Blanca.* Cordón ubicado entre los glaciares Escondido (erróneamente Ventisquero Juncal en la Carta Preliminar) y Juncal sur (erróneamente Río Olivares en la Carta Preliminar) al este; y el Glaciar Olivares gamma al oeste (véase fig. 39). Se accede por el Cajón Barriga. De norte a sur:

Alto del Potrero Escondido, 5010 K. (Foto 54). Por el glaciar sur. Bella ascensión, pero larga (5 días), poco o bastante difícil según el estado de la rimaya.

Habría interés en hacerla en diciembre, la rimaya cerca de la cumbre volviéndose luego difícil de franquear. 1º: C. Keuck, P. Rauelsberg, 27-XII-46; 2º: W. Bachmann, L. Covarrubias, E. Echeverría, 11-I-51; 3º: G. Jacobacci, L. Lliboutry, J. Simken, 7-I-55.

* *Nevado Olivares, 5025 L.* Fácil, vista espléndida, factible en 3 días. 1º: R. Busquets, C. Píderit, B. Rosales. Numerosas ascensiones.

Cerro Picarte, 5070 L Por la arista N. O., poco difícil. 1º: M. Bazán, L. Orozco, R. Sneberger, S. Stramwasser, 14-1-51; 2º: Hüber, Koetitz, 4-III-53.

Cerro Federación, 5030 L. Llamado *Nevado de la Sierra Blanca* por sus primeros ascensionistas. Por la ladera norte, poco difícil. Vista espléndida. 1º: M. Bazán, S. Costa, R. Sneberger, 1951. Otras dos ascensiones.

10. 4. 3. *Cordillera Morada.* Así han llamado el acantilado visible desde el Valle del Río Blanco chileno, que ni siquiera merece el nombre de cordón: es solamente el borde occidental de la alta meseta en donde yacen los glaciares Olivares.

Cerros Anec, 4936 C. y Bahamonde, 4920 L. Por el este, desde la Laguna del Barroso: H. Barrera, Babra, S. García, II-35.

(Lo que está marcado Co. Bahamonde 5000 en la Carta Preliminar es en realidad el Cerro Ceatoleí. 4000 ±.)

* *Cerro Negro (del Olivares), 4915 L.* Por la tercera canaleta a la derecha (sur) del Glaciar "colgante" del Cerro Negro, y por la loma S. E. Poco difícil, factible en 2½ días.

Unas catorce ascensiones. 1º: H. Barrera, S. García, A. Larraín, II-38.

10. 4. 4. *Grupo del Cerro Plomo.* * *La Paloma 4930 C.* Numerosas ascensiones por el norte, hasta en invierno. Fácil. Factible en 2 días desde la Mina La Disputada de las Condes.

Por el Glaciar sur: bonita ascensión sobre fuerte pendiente de hielo, poco difícil con buenas condiciones de nieve. Varias ascensiones. 1º: F. Boher, C. Píderit, B. Rosales 18-II-46.

El Altar, 5222 C. Fácil por el norte (2½días). 1º: N... 2º: Lueders, O. Pfenniger, Wolf, 1929.

Falso Altar, 4700 ±. Cumbre en el nacimiento del Estero Yerba Loca, frente a la impresionante pared sur del Altar. Por el sur: L. Ladrón de Guevara, L. Orozco, G. Otero, II-48. Por el norte: 1º: M. Bazán y otros, 20-II-49; 2º: F. Kraus, F. Insausti, J. Jordana.

Cerro Littoria, 5360 L. Antiguamente llamado Cerro Unión.

Por la arista N. O., alcanzada desde los Sulfatos, al oeste: escalada difícil, muy larga, por roca descompuesta. 1º: L. Binaghi, G. Gervasutti, 4-IV-34; 2º: L. Krahl, S. Kunstmann, Eduardo Meyer, 28-II-54.

Desde el Cerro Plomo. Ascensión fácil, muy larga. 1º: A. Fergadiott, C. Píderit, 22-XII-46; 2º: R. Busquets, T. Pombo, II-47.

* *Cerro Piomo, 5430 R.* (Foto 56). Erróneamente llamado Nevado el Plomo en la Carta Preliminar. Cúspide de hielo visible desde Santiago, ascendido con mucha frecuencia. En su cumbre hay construcciones incáicas y en 1954 se halló el cadáver congelado de un niño inca.

Foto 56: Cerro Plomo, 5430 R, visto desde la Parva de Farellones, en septiembre. A la izquierda, La Leonera, 5050 L. (antiguamente: Plomo Negro). En el primer plano: Cerro Pintor.

Foto 57: Cerro Tronco, 5600 L, visto desde el valle del Río Olivares.
En el primer plano: Morro del Fierro.

Las mulas pueden llegar hasta el refugio Hermandad, recién instalado a 4500 m, en la margen izquierda (este) del Glaciar sur. Técnicamente fácil, apunamiento frecuente al pie del glaciar, lugar en donde no corre el viento (?). Factible en 5 días. Primera ascensión histórica: G. Brant, R. Luck, 1895-96.

10. 4. 5. *Sierra Esmeralda.* Este cordón se desprende del Cerro Littoria y forma un semi-círculo hacia el este. Comprende sucesivamente los Cerros Fickenscher, Osiecki, las cumbres 4815 L. y 4690 L. y las tres cumbres del Cerro Esmeralda.

Cerro Fickenscher, 5405 L. Ascensión fácil, pero muy larga, cruzando el Glaciar Olivares Alfa. C. Píderit, B. Rosales, 1947.

Cerro Esmeralda. Ríspidas agujas rocosas. Sólo la más al norte, 4535 L., y única de acceso fácil desde el norte, ha sido ascendida. Vista espléndida. W. Foerster, Eberhardt Meier, W. Niehaus, 17-IV-50.

10. 4. 6. *Cordillera Ferrosa.* Parte del cordón limítrofe entre el Nevado Juncal y el Portezuelo del Morado (no Paso, pues es infranqueable del lado chileno). Así llamada por su color, pero no encierra mineral de hierro alguno. De norte a sur.

Nevado del Plomo, 6050 H. Llamado erróneamente Cerro Juncal 6060 en la carta topográfica 1/100 000 argentina y en los mapas chilenos.

Por la vertiente argentina y la arista norte es una gran ascensión, bastante difícil técnicamente: Bade, R. Helbling, F. Reichert, 20-I-1910.

Por la vertiente chilena no hay dificultad técnica alguna, pero las mulas no pueden subir más allá del Gran Salto del Olivares, debido a un difícil paso por rocas aborregadas. En otros tiempos este paso estuvo equipado con garfios de hierro y tablones por arrieros desconocidos, permitiendo a las mulas internarse 10 km más y subir dos mil metros más, hasta los 5000. W. Foerster, Eberhardt Meier, W. Niehaus, 14-II-50.

Cerro Risopatrón, 5750 H. Llamado erróneamente Nevado del Plomo, 6056, en la carta topográfica argentina al 1/100 000. Por el oeste no presenta dificultades técnicas. S. Krückel, O. Pfenniger, Walz, 4-II-35.

Cerro Tronco, cumbre norte 5510 H. y cumbre sur 5600 L. (Foto 57). Llamado erróneamente Nevado del Plomo 6050 en los mapas chilenos.

Esta espléndida cumbre, bien visible desde el valle del Río Olivares, permanece aún inescalada. Parece factible ascendiendo previamente el Cerro Risopatrón hasta los 5200 ±, y bajando luego sobre el glaciar colgante N. O.

Cerro Reichert, 5470 H. Por la larga arista sur, desde el Paso de las Pircas (4827 C.), accesible este último en mulas. 6 a 7 días. 1º: E. Araya, A. Larraín, 19-I-45; 2º: J. Harseim, W. Niehaus, 6-I-48; 3º: N. . .

* *Cerro Solari, 5329 C.* Acceso fácil desde el Paso de las Pircas. 6 días.

Alto del Coironal, 4888 C. Cumbre rocosa aún inescalada, cuyo acceso natural sería por el este, desde el Estero Parraguirre.

10. 5. *RESEÑA DE LAS PRINCIPALES CUMBRES ENTRE EL PORTEZUELO DEL MORADO Y EL PASO DE LOS PIUQUENES*

10. 5. 1. *Grupo del Polleras. Morro del Rabicano, 5150 L.* (Y no del Radicano o del Rubicano: se trata de un fraile del convento de la Rábida). Cumbre

al sur del Portezuelo del Morado, en territorio chileno. A. Larraín, C. Píderit, J. Silva, O Santelices, II-40.

Cerro Rabicano o Catedral del Polleras, 5400 L. Cumbre fronteriza llamada erróneamente Morro Radicano en los mapas chilenos y argentinos. En la Carta Preliminar se ha llamado Cerro Catedral a una cumbre inexistente en territorio argentino, debido a un error en las curvas de nivel. Ascensión fácil por el N. O. J. Ebensperguer, G. Heim, E. Hoffmann, XII-42.

Cerro Chimbote, 5683 R. Curiosa cumbre fronteriza, limitada al sur por un gigantesco paredón vertical, y rematada por tres torreones de roca descompuesta. El más alto permanece inescalado a pesar de dos tentativas. Véase una foto en ARGENTINA, 1902, lámina XL.

Polleritas, 5370 L. Es la cumbre visible al fondo del estero del Perdido, contrariamente a lo dibujado en la Carta Preliminar. Ascensión poco difícil por el glaciar S. O. del Polleras. S. Costa, R. Sneberger, M. Bazán, 1952.

Polleras, 5947 H. Cumbre poco frecuentada, porque no alcanza los fatídicos 6000 m, y en donde se podrían hallar espléndidas rutas. Contrariamente a los mapas actuales, se encuentra totalmente en territorio argentino, al norte de la divisoria de aguas, que pasa por el Polleritas, y permanece invisible desde el valle del Río Colorado.

Su ascensión, por el Glaciar S. O., es una gran empresa de 8 días, poco difícil. 1º: F. Reichert, 5-II-1908; 2º: B. González, E. Huertas, Parra, 26-I-46.

Sierra Bella, 5340 C. Espléndido cerro fronterizo en donde nace el Río Colorado. Ascensión fácil por la arista S. E., desde el Paso del Tupungato, pero muy larga. W. Foerster, L. Krahl, Eberhardt Meier, 10-I-49.

10. 5. 2. *Grupo del Tupungato. Cerro Pabellón, 6152 A* (foto 58). Cumbre en territorio argentino separada del cordón fronterizo por el gigantesco Glaciar Tunuyán. Llamado Cerro Negro, sobre los mapas argentinos y Volcán Descabezado, por el geólogo P. GROEBER. Ascensión desde el Río de las Tunas, por el glaciar S. E.: J. A. Almécija, D. Bañón, A. García, D. Maniero, 3-IV-53.

Volcán Tupungato, 6550 C. Es un volcán antiguo, apagado y desmantelado. Se lo ha subido siempre por la arista norte, desde el Paso del Tupungato (5000 ±, accesible en mulas). Factible en 12 días. No es más difícil que el Aconcagua, pero es mucho más largo el llegar al pie de la montaña. 14 ascensiones. 1º: Vines, M. Zurbriggen, 12-IV-1897.

Volcán Tupungatito, 5640 C. Volcán aún activo (erupciones en 1897, 1901, 1907), cuyo cráter, de 2 km de diámetro, queda enteramente en territorio chileno. También llamado Volcán Bravard.

Muy interesante excursión turística, que demora 8 a 10 días. Las únicas dificultades son para recorrer el valle del Río Colorado, en mula. 1º: Risopatrón, 1897.

Nevado sin nombre, o Cerro Bravard, 5913 A. Por el glaciar del Río Azufre, ascensión muy larga y cansadora: H. Bunger, J. Koester, E. Hoffmann, 17-XII-44.

Cerro Alto o San Juan, 6111 A. Por el glaciar del Río Azufre y la arista norte. Muy largo y bastante difícil: W. Foerster, G. Koester, L. Krahl, Eberhardt Meier, 20-I-46.

Foto 58: El Nevado de los Piuquenes, 6012 A, o Mesón San Juan, visto desde la falda de Marmolejo Norte (sur). Detrás aparecen los Cerros Alto, 6111 A, y Tupungato, 6550 C. A la derecha, el Cerro Pabellón o Cerro Negro, 6152 A.

Foto 59: Cerro Paja Grande, 4325 L, visto desde el Paso Molina, al sur. La flecha indica el Alto de la Mama, 4754 C.

Nevado de los Piuquenes, o Mesón San Juan, 6012 A. (foto 58). Bastante difícil. Por la vertiente argentina: 1º: J. Lüders, O. Pfenniger, 8-II-33; 2º: J. Zechner y otros argentinos. Por la vertiente chilena: E. Meier, Schlotfeld, Schneider, I-54.

Cerro Pirámide, 5520 L. (Llamado Cerro Piuquenes, 5417 A., en los mapas). Bonita pirámide visible desde el valle del Río Yeso. Sólo ha podido ser ascendido 3 veces, por detrás, desde el Río Museo. 1º: S. Krückel, C. Walz, 5-II-37.

Sierra Bravard. Puntas rocosas que se extienden desde la cumbre 4850 L., hasta el norte, al oeste del Tupungatito. Inescaladas.

Nevado Trono, 5550 K. Bella cumbre recubierta de hielo por todos sus lados, al oeste del Nevado de los Piuquenes. Ascensión bastante difícil por el glaciar oeste y el filo sur: J. Harseim, E. Meier, 20-I-46.

10. 5. 3. *Grupo del Alto Yeso.* Esta región ha sido recorrida solamente durante los últimos años, por los González, que ascendieron todas sus cumbres, salvo la más al norte (Punta Fósiles, 5100 L.). Bajando la huella internacional del Paso de los Piuquenes, se dejan a la derecha sucesivamente, las siguientes quebradas:

Quebrada del Pirámide, con un gran glaciar cubierto, y en el fondo, el Alto del Yeso.

Río Yeso, que nace en el Glaciar Bello. Este glaciar recibe por el este el Glaciar del Yeso, que se sobrepone a él.

Estero Yeguas Muertas, subterráneo durante 1 km.

Estero Aparejo.

Estero Casa de Piedra.

Alto del Yeso, 5155 K. Llamado erróneamente Cerro Pirámide, 5035, en la Carta Preliminar. Bastante difícil. Bión y Ociel González, 27-II-54.

Punta Hoff, 5035 C. Llamado erróneamente Cerro Pirámide, en la Carta Nacional chilena, al 1/500 000. Se halla entre el Glaciar Bello y el Glaciar del Yeso, y se prolonga al norte por:

Cerro Bello, 5200 C. Ascensión fácil por el Glaciar Bello: Ociel y Bión González, y señora, S. Kunstmann, 8-I-52.

Cuerno Blanco, 5030 K., al fondo del Glaciar Bello. Fácil. Bión González y compañeros, 12-I-52.

Cerro Yeguas Muertas, 4910 K. Cumbre lindante con el Portezuelo de Yeguas Muertas, al este de él. Bastante difícil. Bión y Ociel González, S. Kunstmann, I-52.

Aparejo, 4795 K. Espléndido picacho cuando se lo mira desde el sur, al fondo de la Quebrada Aparejo; pero largo filo mucho menos bello cuando se lo ve desde el oeste. Sólo ha podido ser ascendido a principios de temporada, cuando la nieve recubre sus lajas. Por la ladera este y luego la arista norte, bastante difícil. 1º: E. Hoffmann, A. Hüber, J. Koester, 8-XII-50; 3 otras ascensiones.

10. 5. 4. *Grupo de los Picos Negros.* Para la corrección de la Carta Prelimi-

nar en ese sector, véase 10. 2. 3. Esas cumbres, al este de la Laguna Negra, comprenden, de norte a sur:

Cerro Casa de Piedra, 4520 C. Muy bellas agujas de roca firme, en el fondo de la Quebrada Casa de Piedra, escaladas por E. García y compañeros en 1956 (dos tentativas anteriores interrumpidas por accidentes).

Aguja Helada, 4701 C. Por la misma quebrada y el filo noreste, fácil. 1º: B. y O. González, S. Kunstmann, IV-51; 2º: S. y F. Montenegro, O. Rubio, O. Zelaya, 3-I-54.

* *Pico Negro, 4244 C.* Por el glaciar oeste y la arista norte, bonita escalada, poco difícil, factible en 2½ días. 12 ascensiones. 1º: A. Bulnes, C. Píderit, B. Rosales, 7-XII-47.

* *Punta Negra, 4090 L.* Numerosas ascensiones por la fácil chimenea N. E. Por la canaleta de hielo S. O., poco difícil: C. Alvarez, R. Duprat, J. Muñoz, 9-XII-51. Por la arista norte: B. y O. González, 17-I-54.

10. 6. *RESEÑA DE LAS PRINCIPALES CUMBRES DE LOS ANDES DE SANTIAGO, AL SUR DEL PASO DE LOS PIUQUENES*

10. 6. 1. *Grupo del Loma Larga.* Muy bello grupo de montañas, con roca firme y formas alpinas, en forma de herradura alrededor de la Quebrada del Morado. A veces, llamado impropiamente, Sierra del Cortaderas. De oeste a este (véase 10. 2. 3., para la corrección de la toponimia):

San Francisco, 4940 K. Por el norte, ruta normal, sin interés. Por el sur, gran ascensión de roca y hielo, difícil. 1º: L. Krahl, Eberhardt Meier, 10-XII-46; 2º: L. Alvarado, C. Alvarez, J. Duprat.

Cerro Morado, cumbre sur, 5000 ±. Por los faldeos norte: Meischner, W. Tietzen, 13-I-34. Por el S. E., siguiendo la misma ruta que para la cumbre norte, hasta cerca de la cumbre norte. 3 ascensiones. 1º: J. Koester, W. Niehaus, XII-46.

* *Cerro Morado, cumbre norte, 5060 K.* Desde el estero Cortaderas, por el norte, 3 ascensiones. 1º: S. Krückel, O. Pfenniger, 22-XII-33.

Desde el Estero del Morado, por el S. E., muy bonita ascensión clásica, sobre roca y luego sobre hielo, poco difícil. Unas 17 ascensiones. 1º: C. Píderit, J. Silva, 4-III-42.

* *Mesón Alto, 5297 C.* Muy bella ascensión clásica, larga, bastante difícil. Desde el Estero Cortaderas, con un campamento alto sobre el glaciar alto.

Cumbre S. O., o Punta Saavedra: H. Aravena, S. Díaz, J. Duprat, J. Rivera, J. Velastín: 3-I-53.

Cumbre central, o Punta Gervasutti: S. Almont, R. Cérely, B. y O. González, XII-51.

Cumbre norte, la más alta: 7 ascensiones. 1º: Conrads, Maas, O. Pfenniger, Wolf, 12-I-29.

* *Loma Larga, 5425 C.* Largo filo oeste-este, que termina por tres puntas sensiblemente de la misma altitud.

Punta oeste, por la vertiente norte y el filo oeste. Ascensión fácil, muy larga. 5 ascensiones. 1º: L. Krahl y compañeros, 7-XI-46. Por el Glaciar Loma Larga (sur): O. Barentin, R. Goyeneche, W. Stein, 6-II-42 (bastante difícil).

Punta central, por el Glaciar Loma Larga, hasta el Portezuelo Loma Larga-Cortaderas, y luego, por el filo sur. Bastante difícil: S. Alvarado, E. Vicens, O. Zelaya, I-52.

Punta este, desde el mismo portezuelo, por el lado este del filo sur, bastante difícil: S. Vivanco, O. Zelaya, 1952. Fracasó una tentativa por el filo este.

Cerro Cortaderas, 5220 L. Por el Glaciar Loma Larga y el filo norte, 4 ascensiones. 1º: Bruering, Maas, Niederer, 1932.

Por el Glaciar Cortaderas (S. O.): S. Kunstmann, L. Krahl, 2-I-54. La rimaya puede ser franqueada sólo años excepcionalmente nevados.

Punta Italia, 4978 L. Bella escalada difícil, sobre buena roca.

Por el Glaciar este y la arista norte: 1º: Binaghi, G. Gervasutti, 1934; 2º: L. Krahl, S. Kunstmann, 3-I-53.

Por el Glaciar oeste y la arista norte: A. Fergadiott, E. Hoffmann, E. Meier.

Por la arista sur: C. Alvarez, O. Cardemil, L. y O. Cisterna.

Punta Freile, 4700 ±. Poco difícil. W. Bachmann, L. Krahl, 4-IV-42.

Cerro Placas, 4736 K. 1º: J. Harseim, E. Meier, 24-IV-43; 2º: J. y M. Authièvre, IV-52.

10. 6. 2. *Grupo del Marmolejo. Marmolejo, antecima norte, 5350 L.* Cumbre inescalada, cuyo acceso parece muy difícil.

Marmolejo, cumbre norte, 5930 L. Por la ribera derecha (este) del glaciar norte. Técnicamente, poco difícil, pero muy largo y cansador, las mulas no alcanzan 4000 m. Ociel González, 15-I-53. Por la misma ruta sería factible la *cumbre este, 5920 A.*

* *Marmolejo, cumbre sur, 6100 C.* Gran empresa de una semana, técnicamente fácil.

Por el glaciar este: S. Krückel, A. Maas, H. Sattler, 1-28.

Por la loma oeste, alcanzada por el estero Marmolejo (sur) y el glaciar oeste: M. Araneda, W. Bachmann, L. Krahl, 3-II-43. Alcanzada por el Estero del Peñón (norte): Sra. T. Castillo, O. Zelaya, J. Zenteno, 25-I-52. Es la ruta por donde se puede llegar más alto en mulas.

Por la arista sur, desde el portezuelo San José-Marmolejo: 5 ascensiones. 1º: H. Alex, K. Keuck, H. Seehausen, 8-1-45.

Volcán San José, cumbre norte, 5470 K. Ascendido con frecuencia por equivocación, en vez del cráter (cumbre sur). 1º: J. Gwinner, 1920.

Volcán San José, cráter, 5830 C. Volcán aún ligeramente activo: erupción muy fuerte en 1822-38, otras, en 1881, 1895-97, 1931 y 1941. La ascensión se hace desde el refugio Plantá (3000±), por el mayor de los glaciares occidentales, sin dificultades técnicas. 1º: O. Pfenniger y otros, 6-III-31.

Punta Manu Tara, 4545 K. Aguja basáltica fronteriza en la falda sur del San José. C. Alvarez, E. Muñoz, J. Velastín, II-51.

Punta Panamericana, 4400 L. Aguja basáltica entre la anterior y el Paso de Nieves Negras. Escala poco difícil. O. Acuña, S. Botteselle, II-51.

10. 6. 3. *Grupo del Cerro del Diablo, y del Cerro Castillo. Punta Zanzi.* Curiosa aguja formada de inmensas hojas verticales, poco después del refugio

alemán de Lo Valdés, encima de las gargantas del Río Volcán, llamadas Los Chiflones. Escalada aérea, bastante difícil y peligrosa. Por la arista sur: L. Krahl, Eduardo Meyer, 8-XII-52.

Catedral de Lo Valdés. 3450 K. Detrás de la Punta Zanzi, entre los ríos Volcán y Colina. La cumbre se compone de varias agujas. Ruta de ascensión no evidente, por el pedrero norte y la arista este. 1º: C. Ihl, E. Hoffmann, C. Radefeld, 1945; 2º: E. García, E. Hoffmann, L. Krahl, F. Vivanco, I-55; 3º: B. y O. González, 27-III-55 (en 1 día).

* *Cerro Corona, 4130 K.* Bonita cumbre, un poco al este del punto marcado Co. Retumbadero 3866, en la Carta Preliminar. Por la arista oeste, ascendiendo primero una punta secundaria, o bien por la faz este y la chimenea norte. Poco difícil, 1½ día desde Lo Valdés. 8 ascensiones. 1º: A. Salas, J. Velastín, I-52.

Numerosas puntas de roca, la mayoría aún inescaladas, se encuentran entre el Cerro Corona y el Cerro Castillo, en particular, en torno al lugar cárstico (debido al yeso presente), llamado El Circo, al nacimiento del Estero Azufre (Al S. O. del Paso Colina). Las más notables son el *Morro Negro,* 4285 L. y el:

Cerro Puntiagudo, 4110 C. Escalada poco difícil, pero delicada, por grandes lajas calcáreas inclinadas. La cumbre forma cornisa encima de un inmenso pedrero, del lado opuesto. 1º: Lange, Meizner, 1935; 2º: O. Acuña, S. Botteselle, II-51.

Cerro Castillo, 5485 C. Esta cumbre y el circo al norte, en donde nace el Arroyo de la Bandera, no figuran en la Carta Topográfica argentina. Sólo figura el Cerro Manchado, 5375 C., bajo el nombre erróneo de Cerro Colina.

Al sur, el Cerro Castillo forma un gigantesco paredón de dos mil metros. La ascensión se hizo desde el portezuelo Castillo-Manchado, en donde el acantilado que defiende la cumbre tiene solamente 250 m de alto. Difícil, en ciertos lugares delicado, y muy expuesto, con un final de 17 m de escalada artificial fácil. E. Hoffman, L. Krahl, S. Kunstmann, Eduardo Mayer, 1-III-53. Anteriormente había habido nueve intentos.

10. 6. 4. *Grupos de los Picos del Barroso. Picos del Barroso.* Esta muy importante montaña, de la cual irradian 6 valles distintos, ha sido alcanzada solamente por el glaciar norte, que da origen al Río Barroso. Este glaciar no se alcanza siguiendo el Río Barroso hasta su nacimiento, sino subiendo a la derecha (oeste) por el Estero del Circo, entre el *Catedral del Barroso, 4506 C.* (pirámide de yeso, llamada Cerro Circo, en la Carta Preliminar), al oeste y los Cerros de Federico, 4000 L., al este. A lo largo del Estero del Circo se hallan los maravillosos Baños Azules, los más bellos de los Andes centrales.

Cumbre argentina, 4980 L.: S. García, A. Larraín, 23-II-42.

Cumbre central, fronteriza, 5000 L.: W. Foester, E. Meier, W. Niehaus, 12-II-48.

Cumbre chilena, 4980 L.: Los mismos, 11-II-48.

Cumbre oeste, 4800 L.: W. Bachmann, E. Echeverría, E. Vadaurrazaga, XII-51.

Siguiendo el filo S. O., hay una aguja y dos bellas cumbres, 4500 L., y 4050 L. Siguiendo el filo sur, muy alta muralla rocosa en su principio, se llega al *Cerro Paja Grande, 4325 L.* (foto 59).

Siguiendo el filo fronterizo, hacia el N. E., y luego el E., se encuentran el Cerro Borbollón, 4230 C.; el Paso Cruz de Piedra, 3771 C.; las cumbres central, 4850 C., y norte, 4800 L., del *Cerro Listado* (así llamado por sus características vetas horizontales); el Paso oeste del Río Bayo, 3833 C.; el Pico del Río Bayo, 4260 K. y el Paso este del Río Bayo, 3837 C.

Todos estos cerros no han sido nunca ascendidos.

10. 6. 5. *Grupo del Nevado de Flores.* Siguiendo la divisoria de aguas entre los ríos Maipo y Cachapoal, al oeste del Catedral del Barroso, se encuentran:

Pico de Padrones, 4770 R. Así llamado por RISOPATRÓN. Domina el glaciar Padrones (corrupción de Paredones), en donde nace el Río Padrones, más abajo, llamado Río Pangal. Llamado Cerro Serrucho por sus primeros ascensionistas, y erróneamente, Cerro Federico, en la Carta Preliminar.

Por una canaleta de hielo sur, bastante difícil: W. Bachmann, E. Echeverría, E. Vadaurrazaga, XII-51.

Un portezuelo innominado entre el Cajón del Diablo, enteramente ocupado por un glaciar, y el Río Blanco (del Maipo).

Torre Flores, 4900 L. (foto 60). Llamado erróneamente Cerro Catedral, en la Carta Preliminar. (El estero Flores debe su nombre a las bonitas flores cordilleranas que encierra en diciembre). Soberbia aguja de roca visible desde lejos, en el valle del Río Pangal. Por el norte, bastante difícil: Eberhardt, Meier y compañeros, XII-54.

Al S. O., arrancan las *Puntillas de Flores.* Bordean un encumbrado glaciar, visible sólo en las fotos aéreas, de donde mana el Estero Dos Chorros.

Nevado de Flores, 4907 C. Llamado erróneamente Cerro Paredones, en la Carta Preliminar. Por el glaciar sur, ascensión poco difícil, factible en 3 días: W. Bachmann, E. Echeverría, E. Vadaurrazaga, XII-51.

10. 6. 6. *Cumbres entre los ríos Pangal y Cachapoal.* Esta región, totalmente desconocida de los andinistas, propiedad de la Hacienda Sierra Nevada, presenta tan grandes bellezas como la anterior. La altitud de los valles, de las cumbres y de los glaciares es inferior a más al norte, y la zona tiene un aspecto que recuerda los Alpes.

Subiendo el río Cachapoal, pasado el resguardo Cortaderal, se dejan sucesivamente a la izquierda: el Cajón Cipresillo; la Quebrada de los Llanos (erróneamente llamada Quebrada Reyes, en la Carta Preliminar); la Quebrada Reyes (erróneamente llamada Cajón de Don Manuel, en la Carta Preliminar); la Quebrada de Don Manuel (llamada erróneamente Cajón de las Vegas, en la Carta Preliminar; Cajón de las Vegas es el nombre que lleva todo este alto valle del Cachapoal); y, por fin, la Quebrada de los Baños, en donde brotan las termas de la Calería.

Estas dos últimas quebradas encierran los mayores glaciares, y entre ellas se levantan las soberbias *Puntas de Don Manuel* (4480 L., 4420 L., y 4300 L.), (foto 61).

Al N. E. de las Puntas de Don Manuel, dominando el río Padrones de más de dos mil metros, se alza el *Alto de la Mama, 4754 C.,* cumbre rocosa, comparable al famoso Matterhorn suizo.

10. 6. 7. *Grupo Palomo. Alto de los Arrieros.* Este soberbio nudo de montañas, de caracteres alpinos, será estudiado más adelante. Señalemos aquí las únicas cumbres ascendidas.

Cerro Palomo, 4850 R. Es, sin duda, un volcán apagado. Ascensión, poco difícil, por el sur, desde el Río San José (erróneamente, San Andrés, en la Carta Preliminar), por el Glaciar Universidad. 1º: Baeza, Schucan, 1926; 2º: W. Bachmann, L. Covarrubias, E. Echeverría, XII-49.

Cerro Portillo, 4986 C. (foto 62). Llamado *Alto de los Arrieros,* por sus primeros ascensionistas. La cumbre llamada erróneamente Alto de los Arrieros, 5000, en la Carta Preliminar, no alcanza, en realidad, los 4500.

Ascensión por el N. O., y luego el O., bastante difícil: F. Marmillod y Sra., L. y O. Pfenniger y Sra., II-50.

Cumbre 4690 L. de la Sierra del Brujo. La más alta de las dos cumbres visibles desde los Maitenes, en el valle del Río Azufre.

Ascensión por el N. O. y el oeste, bastante difícil: W. Bachmann, L. Covarrubias, E. Echeverría, XII-49.

San Hilario, cumbre central, 3730 L. Los mismos, XII-49.

Punta Rosita, 4040 L. Por el glaciar sur, alcanzado desde los Baños del Azufre. Oscar González, E. Klohn, L. Lliboutry, 26-II-56.

Foto 60: La Torre Flores, 4900 L, y, a la izquierda, el Nevado de Flores, 4907 C, vistos desde el Estero Flores (S. O.).

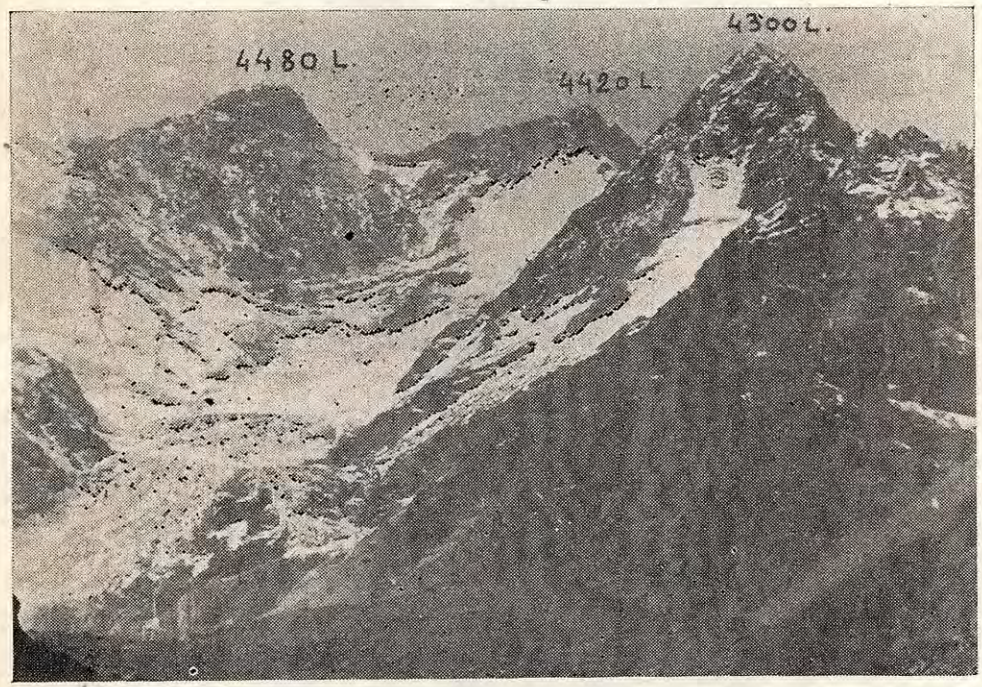


Foto 61: Las Puntas Don Manuel, vistas del sur.

Foto 62: La Sierra del Brujo, vista del oeste. Las flechas indican el Cerro Portillo o Alto de los Arrieros, 4986 C, y la cumbre, 4690 L. (Foto F. MARMILLOD).

Capítulo XI

EL CLIMA DE LA CORDILLERA CHILENO-ARGENTINA CENTRAL

11. 1. *VIENTOS Y CORRIENTES MARINAS*

11. 1. 1. *Vientos dominantes y corriente de Humboldt.* El clima de los Andes chileno-argentinos es relativamente sencillo, pues, toda la humedad es traída desde el Pacífico por los vientos del sector oeste. Los vientos dominantes, producidos por altas presiones que imperan permanentemente en medio del Pacífico sur, son del S. O., en Chile central; del N. O., en Patagonia. Son más fuertes en verano, cuando un centro de bajas presiones se establece sobre la Pampa argentina, calentada por el sol. En Chile central, por venir de latitudes más elevadas, los vientos son normalmente secos, y en Patagonia, por venir de latitudes más bajas, son húmedos. Este efecto se encuentra reforzado por las corrientes marinas.

Al sur de 40° lat. S., los vientos de oeste producen una circulación general de las aguas oceánicas en torno a la Antártida. Además, hacia 60° lat. S., estas aguas, enfriadas por la llegada de las aguas antárticas, y por el mal tiempo que rige de manera casi permanente en la zona, toman características de baja temperatura y débil salinidad que las hacen reconocer a grandes distancias: son las *aguas subantárticas.*

Estas aguas, viniendo de lejos en el oeste, alcanzan las costas de Chile, y, entre 40° y 45° lat. S., quizás más al norte en invierno, se dividen en dos brazos: una corriente hacia el norte, la *Corriente Peruana o de Humboldt,* y una corriente hacia el sur, que llamaremos la *Corriente Patagónica.* Aunque la analogía sea completa con las corrientes de California y de Alaska en el hemisferio norte, los mapas usuales y los libros de texto desconocen aún la Corriente Patagónica, y hacen venir la Corriente de Humboldt directamente del Estrecho de Drake. Pruebas de la existencia de esa corriente las ha recogido E. Almeyda (1955). Según comunicación verbal de este autor, una corriente de norte a sur se ha observado hasta frente a Talcahuano (37° lat. S.).

La Corriente de Humboldt, a los 35° lat. S., tiene unos 900 km de ancho (Gunther), y una velocidad aún muy reducida. Si no se calienta mayormente, es debido al fenómeno de *upwelling* (emergencia) que producen los vientos de suroeste y sur. Con la rotación de la Tierra, la corriente debida al viento es desviada hacia la izquierda (en el hemisferio sur). El efecto es nulo para un viento de oeste y máximo para un viento de sur: las aguas son entonces arrastradas hacia el N. O. Esto aleja las aguas superficiales de la costa, y que-

dan reemplazadas por aguas más frías, tomadas entre 40 y 300 m de profundidad (para mayores detalles, véase SVERDRUP, 1943).

11. 1. 2. *Aumento de las precipitaciones con la altitud.* La Corriente de Humboldt baña el norte de Chile con aguas anormalmente frías, mientras que la Corriente Patagónica baña Patagonia con aguas normalmente templadas para esa latitud. Ello aumenta el contraste en las precipitaciones entre el norte y el sur.

Sin embargo, la Corriente de Humboldt, aunque disminuya las precipitaciones en la Alta Cordillera, no las puede suprimir, porque el aire, al elevarse, se enfría muy por debajo de la temperatura del mar (que es de 14 a 18° frente a Valparaíso). Así explicamos el gran aumento de las precipitaciones con la altura. En el norte de Europa, con temperaturas del océano parecidas, el suelo, al nivel del mar, está unos diez grados más frío, y las precipitaciones son fuertes ya desde baja altitud.

En la Cordillera del Norte y, durante el verano, en los Andes de Santiago, no hay precipitaciones y ni siquiera nubes. No es a causa de la Corriente de Humboldt, sino, porque estamos en la zona de altas presiones y calmas tropicales, y no hay circulación de las masas de aire. Son, pues, casi únicamente los vientos y la orografía que condicionan el clima de la Alta Cordillera.

11. 1. 3. *Perturbaciones ciclónicas.* A nuestro conocimiento, no existe ningún estudio moderno de la meteorología chilena, y por no ser especialista, sólo podré enunciar algunas generalidades.

En Patagonia y hasta el Maule, Chile es atravesado de S. O. a N. E., por *perturbaciones ciclónicas,* masas de aire marítimo, húmedo y tibio, que traen lluvias y nevadas. Constituyen zonas de bajas presiones y, cuando pasan, los vientos en Chile central se ponen a soplar del norte y noroeste. Estas masas de aire están limitadas por delante por un *frente caliente,* inclinado hacia adelante, con una pendiente que puede ser inferior al 1 por ciento. Es decir, que en altitud el frente caliente, señalado por *cirros* (nubes altas en forma de filamentos), llega mucho antes que a baja altitud.

Estas perturbaciones cruzan la zona de Santiago solamente en invierno, ya muy amortiguadas, y a veces insuficientes para producir una nevada. Llegan mucho más lentamente que bajo latitudes más elevadas. La precipitación se acompaña siempre de una baja de temperatura, pero no sabemos si es únicamente porque se nubla el sol o porque la perturbación llega ya *ocluída,* es decir, rechazada en altitud.

11. 1. 4. *Vientos locales.* Los días de sol, entre las 10 y las 14 hrs, la temperatura del aire en la vecindad del suelo sube fuertemente. Encima de una llanura se producirían celdas de convección verticales. En la cordillera, la ascensión del aire se hace a lo largo de los valles y de las faldas de los cerros, que actúan como verdaderas chimeneas. La presión en las cumbres baja considerablemente: hemos observado depresiones barométricas de 12 mm en el Observatorio del Infiernillo (4320 m), cuando las perturbaciones frontales que producen fuertes nevadas sólo hacen bajar el barómetro de unos 4 mm. (No-

temos que 12 mm de mercurio corresponden a una diferencia de altitud de más de 200 m, lo que explica por qué los altímetros dan muchas veces altitudes demasiado grandes, cuando se alcanza la cumbre al principio de la tarde).

Esta *brisa de valle* provoca por la tarde la formación de cúmulos. De enero a abril el aire es tan seco en los Andes de Santiago, que, a pesar de existir la brisa de valle, los cúmulos no llegan a formarse.

De noche, ocurre lo contrario, y una brisa fría sopla desde la Cordillera sobre el Valle Central. Su acción refrescante se nota sobre todo en el Barrio Alto de Santiago. Estas brisas sólo se observan en una atmósfera estable y son indicios de bueno tiempo.

Más al sur, en donde la Cordillera es menos alta, vientos de este pueden aparecer transitoriamente cuando un ciclón está pasando sobre las costas de Chile. Es el *puelche,* que, por venir de la Pampa argentina, es sumamente caliente y seco, como el foehn, en los Alpes.

11. 2. *DISTINTAS ZONAS CLIMATICAS DE LOS ANDES CHILENO-ARGENTINOS*

11. 2. 1. *Una esquematización de la orografía.* Las precipitaciones y el englaciamiento de la Cordillera, dependen esencialmente de su mayor o menor exposición a los vientos de oeste (idea ampliamente desarrollada por Almeyda Arroyo, 1949). Necesitamos, pues, estudiar detenidamente la orografía de Chile, pero es necesario esquematizarla.

Para ello se ha dibujado un perfil norte-sur del país, llevando, cada cordillera, todas las principales cumbres y pasos. Cada cordillera queda así reemplazada por una curva en zig-zag simplificada, suficiente para ver cuáles son las primeras montañas que, a cada latitud, encuentran los vientos de oeste (fig. 40). Digamos ya, que se ha dibujado también en la fig. 40 la línea de equilibrio de los glaciares (que más al sur se confunde con el límite de las nieves persistentes), para los glaciares más occidentales (línea en punteado). Se han, luego, ennegrecido las montañas encima de esta línea, prolongando las manchas hacia abajo por lenguas para mostrar el *límite inferior promedio de los mayores glaciares de la zona* (no el límite más bajo, pues puede haber circunstancias muy locales que producen anomalías). Manchas análogas (rayadas) se han dibujado para las otras cordilleras sucesivas.

Las meras altitudes nos permiten dividir los Andes chileno-argentinos, en tres zonas:

1) Altos Andes, con cumbres sobrepasando los 5000 m, al norte de 35° latitud S.

2) Andes entre 35° y 46°20' lat. sur, cuyas más altas cumbres bajan progresivamente de 4000 a 2200 m, salvo aisladas y contadas excepciones: Volcán Domuyo, 4660 m, por 36° 36' lat. S.; Volcán Lanín, 3774 m, por 39°38' lat S.; Tronador, 3460 m, por 41°10' lat. S.; y Monte Macá, 2960 m, por 45°6' lat. S.

3) Andes Patagónicos meridionales, con numerosas cumbres sobrepasando de nuevo los 3000 m, siendo la más alta el Monte San Valentín (3876 m, según mediciones de la expedición Nordenskjold).

Veamos con más detalle los Altos Andes al sur del paralelo 31°, en donde la glaciación actual se vuelve muy importante. Las más altas cumbres se hallan en la vertiente argentina hasta el nudo del Nevado Juncal: Cordillera de la Totora y de Ansilta, Grupo Mercedario-Ramada, Grupo del Aconcagua.

Al sur del Nudo del Nevado Juncal, aparece, más al este, una hilera norte-sur de volcanes y centros efusivos recientes: Tupungato, San José, Maipo, Overo, Sosneado. Son las más altas cumbres, y, hasta el nudo de los Picos del Barroso, constituyen la divisoria de aguas. Entre esos dos nudos los ríos y los grandes glaciares del cuartario han despejado una serie de valles este-oeste, fraccionando la prolongación sur del cordón Mercedario-Aconcagua-Cordillera Ferrosa. Estos valles transversales permiten a la humedad alcanzar fácilmente las remotas altas cumbres de la Cordillera.

Al oeste de la Cordillera propiamente dicha, se extiende la *Precordillera chilena,* meseta de unos tres mil metros de altura, fragmentada por profundas quebradas o cajones. Según BRUGGEN (1950), es una peniplanicie terciaria. Se puede decir que los volcanes y centros efusivos cuartarios, en vez de alzarse aproximadamente sobre el nivel del mar, como más al sur, se alzan sobre esta peniplanicie, y por eso las cumbres son tres mil metros más altas. (Véase el perfil oeste-este, fig. 42).

En el seno de la Precordillera corren, de norte a sur, intrusiones del gran batolito de granodiorita, cuya vecindad se nota por la serie de minas metalíferas (cobre en general): La Disputada, El Teniente, y muchas otras más pequeñas. Al sur de El Teniente, las intrusiones han sido mucho más despejadas de sus mantos de sedimentos y lavas, y forman en particular los picachos del Nevado Flores y de la Sierra del Brujo.

Al este de la línea de más altas cumbres, netamente separada por anchos valles longitudinales, se extiende la *Cordillera frontal argentina,* mucho más seca, a pesar de sus altas cumbres: Cordones o Sierras del Tigre, del Plata, Santa Clara, del Portillo, de las Llaretas, del Carrizalito. No estudiaremos aquí su glaciación, por no conocer personalmente esta cordillera y porque, salvo en la vecindad de la Laguna Diamante, en donde hay un excelente estudio de CORTE, no se tiene casi ningún dato sobre ella. Ni siquiera se sabe a ciencia fija su altura, los valores indicados fluctuando entre 5800 y 6300 para el Cerro Plata, y entre 5580 y 6000 para el Cerro Tambillos.

11. 2. 2. *Límite sur de los Andes con estación totalmente seca.* Hemos dicho que hacia 35° lat. S., se terminan las altas cumbres. Pero hacia la misma latitud pasa otro límite mucho más importante en lo que a glaciología se refiere: el límite de la zona en que, salvo raras y breves tormentas, el verano es totalmente seco.

En los Andes, con temporada totalmente seca, las precipitaciones ocurren sólo durante la estación fría, y por consiguiente, la lluvia es cosa desconocida. Estos Andes se caracterizan por tres fenómenos:

1) La omnipresencia de campos de penitentes encima de los 4000 ó 4500 m, debido a la estación seca prolongada.

2) El poco desarrollo de los neveros. Los glaciares se alimentan exclusivamente por recongelación, y no por compresión de la nieve.

3) La abundancia de glaciares subterráneos, glaciares de rocas y suelos estructurados (debido a la ausencia de lluvias).

También debe poder caracterizarse esta zona por su vegetación, pero no tenemos competencia para ello.

Esta zona se extiende mucho más hacia el sur del lado argentino que del lado chileno, sin duda hasta el Río Neuquén, su límite cortando al sesgo la Cordillera de NNO a SSE.

Del lado chileno, y a cierta distancia de la frontera, hemos observado un extenso campo de penitentes de 2 m de alto entre el Nevado Flores y la Torre Flores, a 4000 m, en diciembre 1954, y, más abajo, glaciares de rocas. Según fotos aéreas, hay también glaciares de rocas en la vertiente norte del Pico de Padrones. En cambio, según ECHEVERRÍA no había penitentes en el Glaciar Padrones, al sur del Pico de Padrones, y, según MARMILLOD, nos los había tampoco en el Alto de los Arrieros, aún encima de 4600 m, cuando se hicieron las ascensiones de estas cumbres. Por consiguiente, el límite sur de la zona con temporada absolutamente seca, coincide de este lado con la divisoria de aguas entre los ríos Maipo y Cachapoal, es decir, con el límite de las provincias de Santiago y de Rancagua.

En el mismo cordón fronterizo, hay penitentes en los Picos del Barroso y en el Paso Molina. En febrero 1956, hemos encontrado penitentes de 50-80 cm de alto, al norte del Volcán Tinguiririca, entre 4000 y 4400 m. Al este de dicho volcán, por 34°50' lat. S., parecen encontrarse también los últimos glaciares de rocas.

Claro que ciertos años particularmente secos, o por circunstancias muy locales, se pueden observar penitentes más al sur: WÜNSCHE (1943) los señala en el cráter del Volcán Descabezado Grande (35°35' lat S.).

Del lado argentino, hay extensos campos de penitentes en el Volcán Overa (34°45'). Con el Sosneado (5160 R.), el Risco Plateado (4920 R.), y el Cerro del Cajón Perdido (4665 R.), por 34°59' lat. S., se acaban las cumbres de más de 4000 m. A pesar de su gran altura, estas tres últimas cumbres no tienen glaciares del lado oeste, único visible desde Chile. Según DE LA MOTTE, el Sosneado tiene glaciares a sotavento, y el nombre de Risco Plateado hace pensar que hay también allí hielo presente. Son sin duda los últimos glaciares al oeste del cordón fronterizo, hasta el Tres Picos, por 42°25' lat S.

Hay una notable excepción: el Volcán Domuyo (4660 R. 36°36' lat. S.), alberga algunos grandes glaciares según FERUGLIO (en GAEA, 1946, Tomo IV, p. 212). Con el clima seco del Neuquén, sin duda se forman allí penitentes. No hemos podido tener más datos sobre esta cumbre, desconocida de los andinistas a pesar de ser la cumbre de más de 4000 m la más austral del mundo, fuera de la Antártida.

Penitentes han sido señalados una sola vez más al sur: en el Lanín (39°38' lat. S.), por NEUMEYER (1951). (Véase 13. 1. 2).

11. 2. 3. *La línea de equilibrio de los glaciares, al norte de 35° lat. S.* Refiriéndose a los Andes de Santiago y de Cuyo, los autores sudamericanos hablan de límite de las nieves persistentes y los autores alemanes de *Firngrenze,* o sea límite del nevero. Hemos visto en 5. 3., que el límite del nevero (límite de

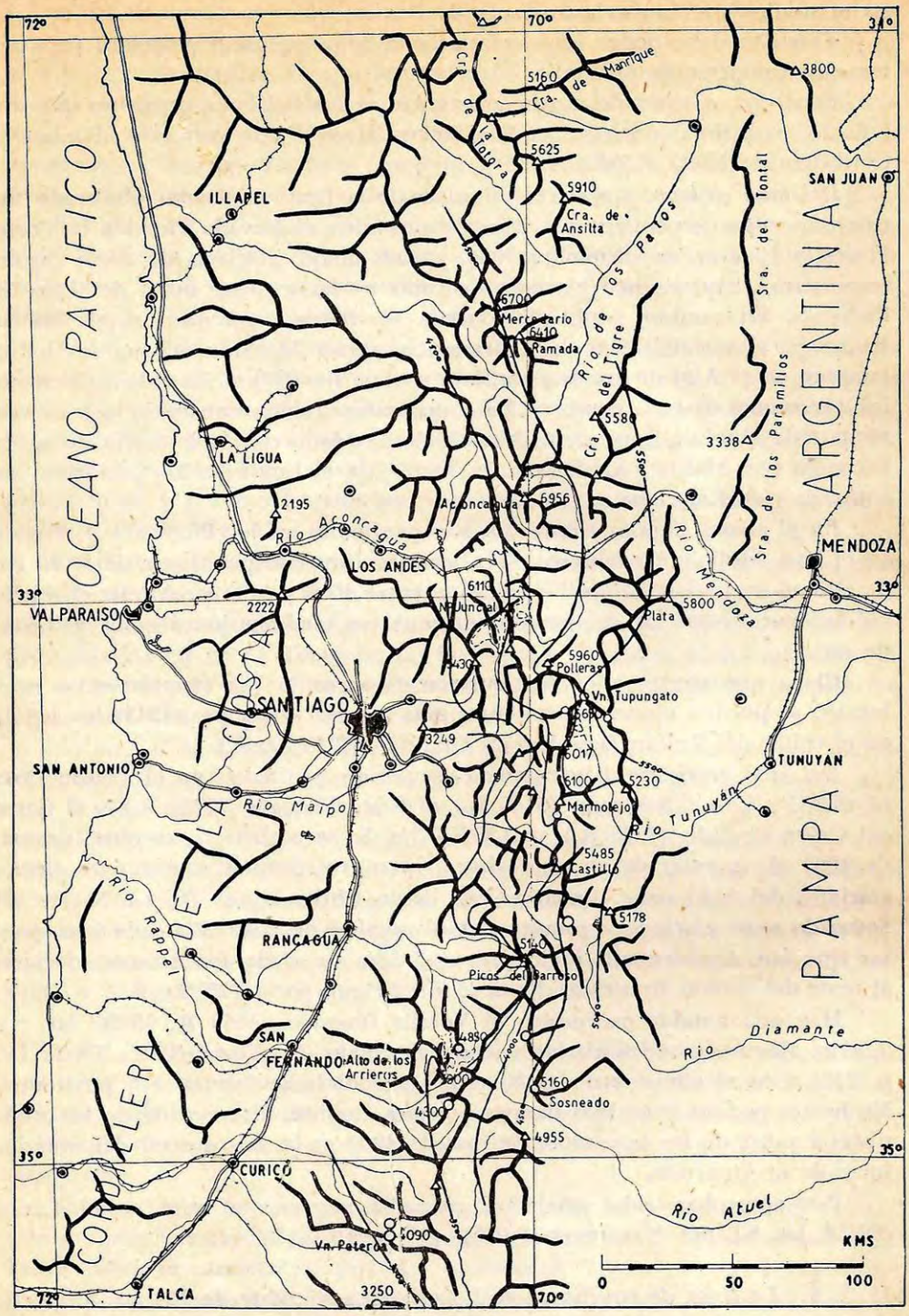


Fig. 41: Mapa esquemático de los Andes chileno-argentinos centrales, con las curvas que unen los puntos en donde la línea de equilibrio de los glaciares tiene la misma altitud.

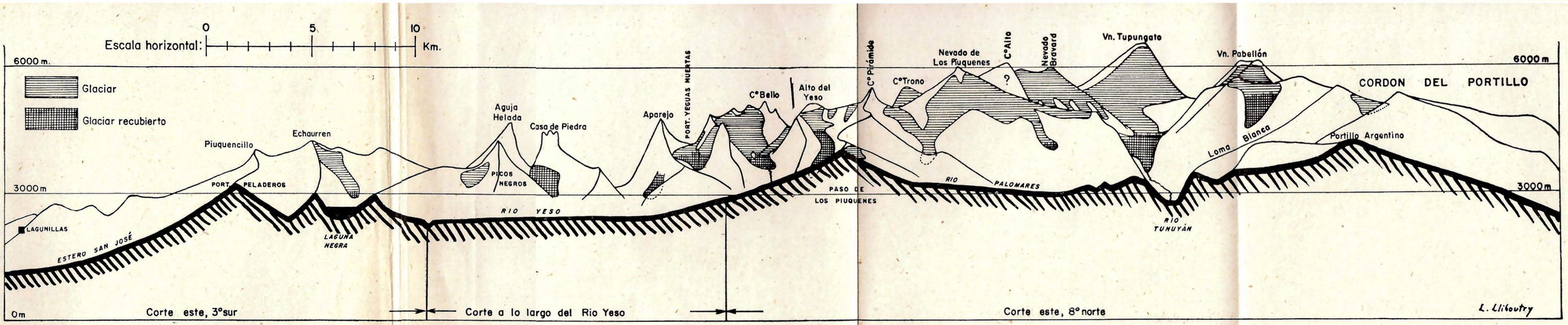


Fig. 42. Perfil oeste-este a lo largo del valle del Río Yeso.

las nieves persistentes *sobre un glaciar*) difería muy notablemente de la línea de equilibrio del glaciar, debido a la importante recongelación del agua de fusión. Inclusive un glaciar puede vivir, es decir ser alimentado, sin tener nevero alguno, como es el caso para los glaciares Olivares.

Sobre un mapa con curvas de nivel la línea de equilibrio de los glaciares, en una zona dada y para una exposición dada, puede determinarse aproximadamente considerando los pequeños glaciares, que forzosamente esta línea atraviesa. Es lo que hemos hecho con ayuda de la carta preliminar, debidamente corregida entre 32°30′ y 35° lat. sur. El resultado está representado en las figuras 40 y 41.

Queda bien en claro que encima de la línea de equilibrio existen extensas zonas sin nieves persistentes, aunque la pendiente sea despreciable: son todas aquellas barridas por el viento. Por caer únicamente en invierno, las nieves de la Alta Cordillera permanecen bajo el estado de nieve polvo, a pesar del sol, y el viento llega a barrerlas completamente.

Apuntando sobre el mapa para cada grupo de montañas la altitud de la línea de equilibrio, se puede dibujar una red de curvas que unen los puntos en donde la línea de equilibrio tiene una altitud dada. Como la lluvia no interviene, si se supone que la ablación para una altitud dada es la misma en todas partes (lo que es aproximadamente válido, la mayor ablación siendo por el aire caliente, y la temperatura promedia del aire dependiendo casi exclusivamente de la altitud), estas curvas se confunden más o menos con las *isoyetas* o curvas de igual precipitación. Las curvas de igual altitud de la línea de equilibrio corren de norte a sur, moviéndose hacia el este en donde los valles transversales del Maipo y del Cachapoal dejan mejor entrar la influencia oceánica (Fig. 41). En esos lugares la línea de equilibrio sube muy rápidamente de oeste a este: está a 3500 m en los Picos Negros, y a 5600 en el Cerro Pabellón, solamente 36 km más al este.

Un perfil tomado a lo largo del valle del Yeso (Fig. 42) muestra cómo se van elevando progresivamente los glaciares en esa latitud.

Otro caso notable es el grupo Marmolejo-San José. En su extremidad sur (Glaciar Nieves Negras), que puede recibir la influencia marítima por el valle del Río Volcán, la línea de equilibrio está a 4500 m, mientras que en su extremidad norte (en el Glaciar Marmolejo Norte), protegido de la influencia marítima por el Grupo Loma Larga–Cortaderas, se halla a 5000 m.

11. 2. 4. *La influencia de la Cordillera de la Costa.* Consideraremos ahora sólo las regiones englaciadas más occidentales de la Cordillera, es decir los primeros cordones en recibir la influencia marítima. Para ellos solamente se pueden comparar la altitud de la línea de equilibrio a distintas latitudes.

En el perfil esquemático (Fig. 40) se ha figurado también la Cordillera de la Costa, cuya altura oscila alrededor de 2000 m al norte de Santiago, y entre el Río Maipo y Rancagua debido a la presencia de rocas de terciario, análogas a las de la Cordillera Principal. Entre la cuesta de Lo Prado, a la latitud de Santiago, y el Río Maipo, la Cordillera de la Costa apenas sobrepasa los 1000 m. Con el mismo valle del Río Maipo, ensanchado por los glaciares cuartarios, esto constituye un boquete que permite al valle del Maipo tener

fuertes precipitaciones. En San José de Maipo la precipitación anual promedia es 61,45 cm cuando en Santiago es tan sólo 37 cm. La diferencia de altitud entre los dos lugares (420 m) sólo puede justificar 10 cm de aumento a lo sumo, según se verá en el 11. 2. 3. Encima de San José, las canchas de ski de Lagunillas, a 2100 m, tienen tanta nieve en invierno como las de Farellones, a 2600 m, algo más al norte.

Pero el más notable cambio lo encontramos al sur de Rancagua. La línea de equilibrio de los glaciares está a 4200 m en la vertiente norte del Pico de Padrones, y a 3500 en su vertiente sur. Se trata de una verdadera discontinuidad, proveniente a la vez de más abundantes precipitaciones y de veranos más nublados.

Notemos que se pueden buscar otras causas a esa discontinuidad. Las perturbaciones atmosféricas que progresan del sur a veces quedan detenidas en la Angostura de Paine. Pero esto rige sólo en el Valle central, a baja altura.

También se podría suponer que hay regiones del océano vecino con menor *upwelling*, y por consiguiente con aguas más templadas, lo que facilita la evaporación (eso ha sido observado frente a las costas del Perú. Véase SVERDRUP, 1943, p. 202-203). Pero ¿por qué hacer tal suposición, que plantearía muchos nuevos problemas, cuando la brusca disminución de altura de la Cordillera de la Costa lo explica todo? Más al sur también la altitud de la línea de equilibrio de los glaciares (que ya se confunde con el límite de las nieves persistentes) sigue sufriendo perturbaciones conforme a la altura de la Cordillera de la Costa, como vamos a ver.

11. 2. 5. *Límite de las nieves persistentes, al sur de 35° lat. S.* Al sur de Rancagua desaparecen prácticamente los penitentes y los glaciares toman características alpinas. Se puede confundir su línea de equilibrio con el límite del nevero o de las nieves persistentes. Sobre la altitud de ésta, hemos podido reunir los siguientes datos:

Latitud	Montaña	País	Altura	Límite del nevero	Frente más bajo	Autor	Año de observación
35°13′	Vn. Planchón	Front.	3891	3200	2500	KLEBELSBERG	
35°59′	Co. Lástimas	Chile	3050	2700	2000	Carta Prelim.	1945
36° 0′	Vn. Las Yeguas	Chile	3499		1450	" "	1945
36°12′	Nev. de Longaví	Chile	3230	2700	2250	PIDERIT	1945
36°50′	Nev. de Chillán	Chile	3169	2800	2700	BRUGGEN	1947
37°52′	Vn. Copahue	Front.	2969		1800	GROEBER	1925
38°23′	Vn. Lonquimay	Chile	2822	2400	2200	BRUGGEN	1947
38°42′	Vn. Llaima	Chile	3124	2400	1800	BRUGGEN	1947
39°38′	Vn. Lanín	Front.	3774	2100	1500	DE LA MOTTE	1933
40°58′	Vn. Puntiagudo	Chile	2490		1200	REICHERT	1927
41°10′	Tronador	Front.	3460	1500	370	REICHERT	1927
41°19′	Vn. Calbuco	Chile	2015	1400		REICHERT	1927
41°46′	Monte Yate	Chile	2111		1200	REICHERT	1927
41°53′ – 42°02′	Cordón N...	Chile	2100		800	Carta Prelim.	1945

Latitud	Montaña	País	Altura	Límite del nevero	Frente más bajo	Autor	Año de observación
42°08′	Cordón del Pico Alto	Front.	2435		1000	Carta Prelim.	1945
42°24′	Pico Amunátegui	Chile	1889	1300		BRUGGEN	
42°39′	Co. Torrecillas	Arg.	2133	1700	1250	COLQUI, MADEJSKI	1952
42°48′	Co. Michinmávida	Chile	2481		700	Carta Prelim.	1945
43°15′ – 43°35′	Cordón N...	Chile	2408		295	Carta Prelim.	1945
44°15′ – 44°33′	Cordón N...	Chile	2255		50	Carta Prelim.	1945
46°40′	Monte San Valentín	Chile	3876	1050	0	C. A. B.	1952

Estos datos han sido representados en el perfil Fig. 40. Se ve que el límite de las nieves eternas, para las montañas occidentales, baja con bastante regularidad de 3200 a 1050 m entre 35° y 47° lat. S. Hay, sin embargo, algunas anomalías. Alrededor del Río Maule, por 36° lat. S., existen extensos glaciares en las laderas sur, y las nieves eternas deben bajar hacia los 2400 m. En cambio la zona entre 36°30′ y 39° lat. S. es algo más seca: las nieves eternas vuelven a subir hacia 2800 m en los Nevados de Chillán, en donde sólo queda un planchón de hielo cerca de la cumbre, y se mantienen sobre 2400 m hasta el Llaima.

En el Valle Central, según ALMEYDA, una zona más seca empieza en Talca y termina en Temuco: es una zona de viñedos. Según este autor, se debe a la influencia protectora de la Cordillera de Nahuelbuta. Vemos que su influencia se hace sentir hasta grandes alturas. Notemos que esta es también la región en donde puede soplar el puelche, que derrite rápidamente la nieve.

Más al sur el límite de las nieves eternas baja rápidamente al acercarse del Mar interior de Chiloé. El Tronador, aunque en el cordón fronterizo, recibe humedad por el Lago Todos los Santos y por el Estuario de Reloncaví, lo que explica que el límite de los neveros se encuentre allí, como en los volcanes más occidentales, hacia 1500 m.

11. 3. *EL CLIMA DE LOS ANDES DE SANTIAGO*

11. 3. 1. *Estaciones meteorológicas existentes.* Salvo en los últimos años, las únicas estaciones meteorológicas cordilleranas han sido instaladas en los valles, a baja altura, en lugares en donde la nieve es excepcional. Para las regiones nevadas sólo se tienen datos de El Teniente (2340 m, al límite sur de la zona que nos interesa), y aquéllos tomados a lo largo del Transandino, en los puntos siguientes:

Portillo, 2886 C.: Rutas de nieve practicadas en la primavera por la ENDESA desde 1951. Nivógrafo de la ENDESA funcionando del 1º de mayo al 30 de octubre desde 1953.

Caracoles, 3200 C.: Alturas de nieve medidas de 1928 a 1932 por la Compañía de Ferrocarriles.

Paso de la Cumbre (Cristo Redentor), 3837 C.: Estación meteorológica de la *Panamerican Grace Airways Co.* desde 1942. Emite boletines meteorológicos horarios entre las 4 y las 19 horas, consignando temperatura, humedad, fuerza del viento, nubosidad, cualidad de las precipitaciones y visibilidad. El monto de las precipitaciones no se mide. Las mediciones no son muy buenas los días de mal tiempo, pero esto tiene poca importancia para establecer una estadística.

Hay también una estación meteorológica argentina, sobre la cual no tenemos datos.

Puente del Inca, 2700 A.: Estación meteorológica argentina.

Estas cuatro estaciones se hallan demasiado encajonadas en un valle transversal para que podamos generalizar mucho los datos obtenidos. Además son aún demasiado bajas, la línea de equilibrio de los glaciares, altura a la cual es interesante hacer las mediciones, hallándose a 4400-4700 m en la zona.

Desde 1951 la Universidad de Cuyo ha instalado una estación meteorológica de altura a 3850 m en la *Laguna Diamante*. Como la línea de equilibrio de los glaciares queda allí por los 5000 m, también esta altura es insuficiente para los estudios glaciológicos.

Para obtener datos de interés glaciológico, y para otros estudios de la alta atmósfera, el autor ha propugnado la construcción de un refugio observatorio a 4320 m de altura, a dos horas de mula de la mina La Disputada de Las Condes (accesible en tres horas de coche desde Santiago). Este observatorio interesa también al más alto punto al grupo de investigadores sobre rayos cósmicos que dirige el Profesor Gabriel Alvial. Gracias al apoyo del Rector de la Universidad de Chile, don Juan Gómez Millas, el proyecto se convirtió en realidad. Durante el verano 1954-55 se edificó una construcción de piedra y cemento, con techo de concreto, de 120 m^2, que será acabada en 1957. La construcción, a cargo de don Víctor Pirazzoli, constituye una proeza: nunca se ha edificado tan alto bajo esta latitud. (Fotos 63 y 64).

Este *observatorio del Infiernillo* se halla exactamente en la línea de equilibrio de los glaciares Olivares, dos kilómetros más al este. Su altitud es la más frecuente en el Nudo del Nevado Juncal, y aquélla en la cual la glaciación es más extensa, como lo muestran las curvas hipsométricas de la fig. 43. Han sido establecidas para la zona limitada por el paralelo 33°, los ríos Blanco, San Francisco, Molina, una recta Portezuelo del Cepo a Paso de las Pircas, y el filo limítrofe, es decir para toda la parte chilena del Nudo del Nevado Juncal, salvo sus estribaciones norte.

11. 3. 2. *Años normales y años excepcionalmente húmedos.* Antes de hablar de valores promedios conviene analizar hasta qué punto éstos pueden dar un esquema correcto de la realidad. Muchos fenómenos naturales: erosión, establecimiento y desaparición de la vegetación, etc., no dependen del fenómeno promedio, sino de los accidentes y hechos anormales: tormentas, inundaciones, heladas imprevistas, erupciones, seismos, etc. Es por consiguiente interesante conocer no sólo los valores promedios, sino también la dispersión en los valores.

Foto 63: El observatorio del Infiernillo (4320 m), en septiembre, 1955.

Foto 64: Vista tomada desde el observatorio del Infiernillo, en septiembre, hacia el N.E. De izquierda a derecha: el Aconcagua, el Alto de los Leones, y el Cerro Negro del Olivares, detrás del cual asoma la cumbre del Nevado Juncal.

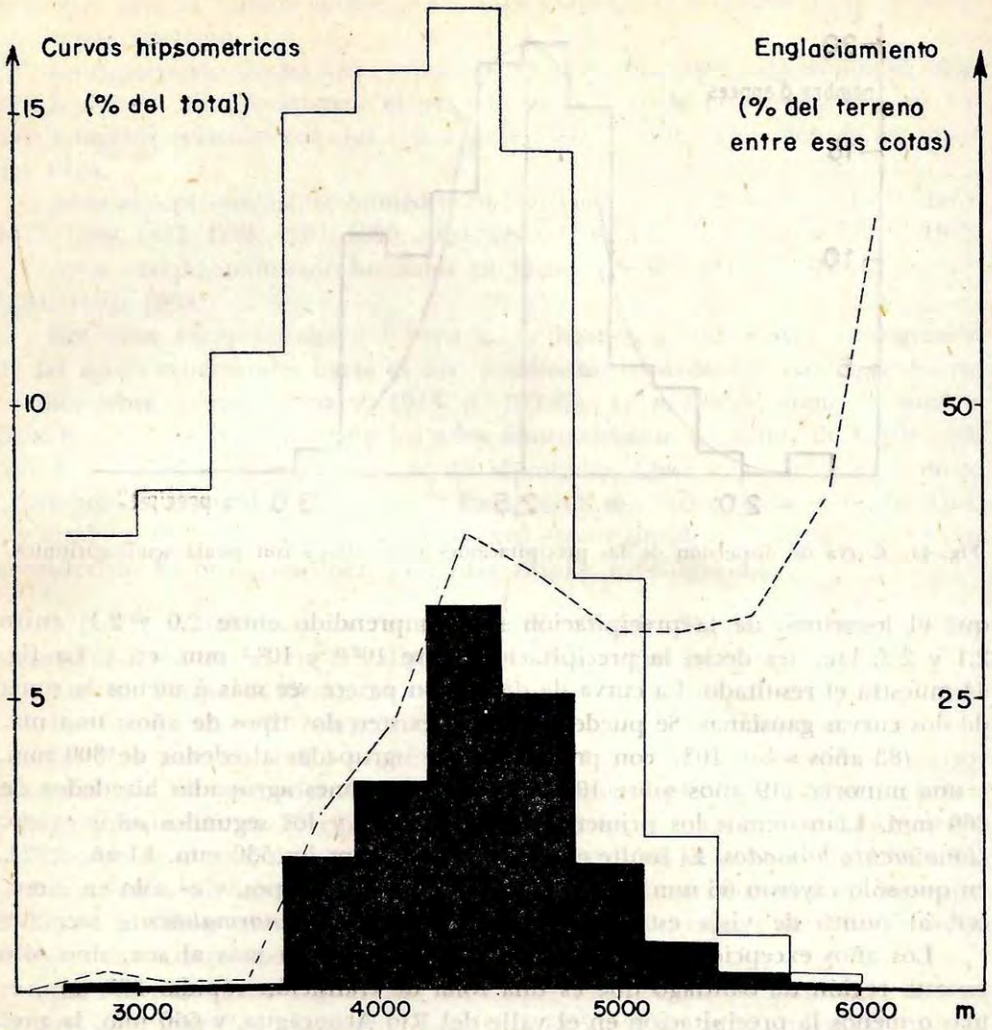


Fig. 43: Curva hipsométrica del Nudo del Nevado Juncal (lado chileno), al sur de 33° lat. sur. En negro: curva hipsométrica de los glaciares de la zona.

Cuando se trata de las precipitaciones anuales en un clima seco, las fluctuaciones se vuelven muy grandes. En Santiago fluctuaron durante el pasado siglo entre 820 mm (en 1901) y 66 mm (en 1924). Según ALMEYDA hacen falta 60 años para alcanzar un promedio estable.

Por otra parte el hecho de esquematizar la realidad reemplazando el sinnúmero de valores particulares por un valor promedio supone que el valor promedio es el más probable. Esto es válido únicamente cuando la distribución de los valores es más o menos gausiana. No es el caso para las precipitaciones anuales en la región de Santiago, como lo muestra el análisis de las cifras recogidas por ALMEYDA (1949): hay dos intervalos de valores más frecuentes.

Para obtener una curva de dispersión lo más simétrica posible, llevamos en abscise el logaritmo de la precipitación, que varía de $-\infty$ a $+\infty$, cuando la precipitación varía de 0 a ∞. En ordenada se lleva el número de años en

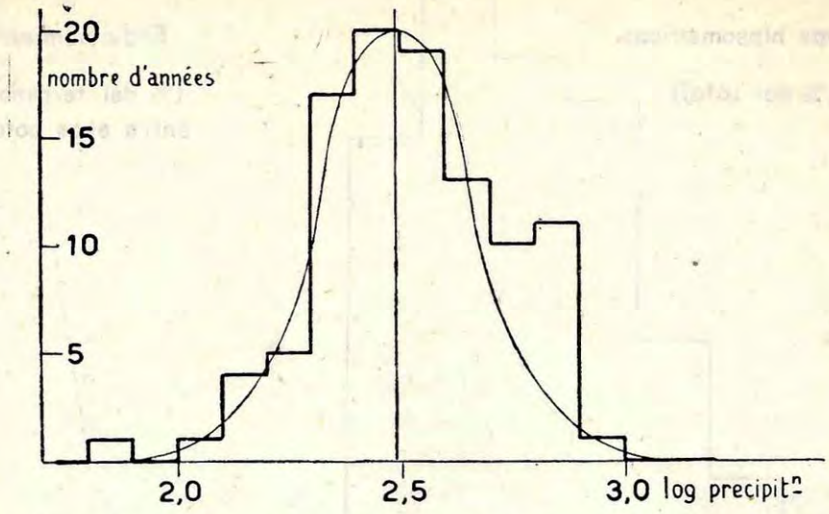


Fig. 44: Curva de dispersión de las precipitaciones en Santiago con escala semilogarítmica.

que el logaritmo de la precipitación fué comprendido entre 2,0 y 2,1; entre 2,1 y 2,2; etc. (es decir, la precipitación entre $10^{2,0}$ y $10^{2,1}$ mm, etc.). La fig. 44 muestra el resultado. La curva de dispersión parece ser más o menos la suma de dos curvas gausianas. Se puede decir que existen dos tipos de años: una mayoría (83 años sobre 103) con precipitaciones agrupadas alrededor de 300 mm, y una minoría (19 años sobre 103) con precipitaciones agrupadas alrededor de 660 mm. Llamaremos los primeros *años normales* y los segundos *años excepcionalmente húmedos*. El límite entre los dos está por los 530 mm. El año 1924, en que sólo cayeron 66 mm, queda fuera de estos dos grupos, y es sólo en merecer, al punto de vista estadístico, la calificación de *anormalmente seco*.

Los años excepcionalmente húmedos no se observan más al sur, sino sólo en esta región de Santiago que es una zona de transición rápida. 300 mm, es más o menos la precipitación en el valle del Río Aconcagua, y 660 mm, la precipitación en Rancagua. Hay años en que la humedad sureña, más precisamen-

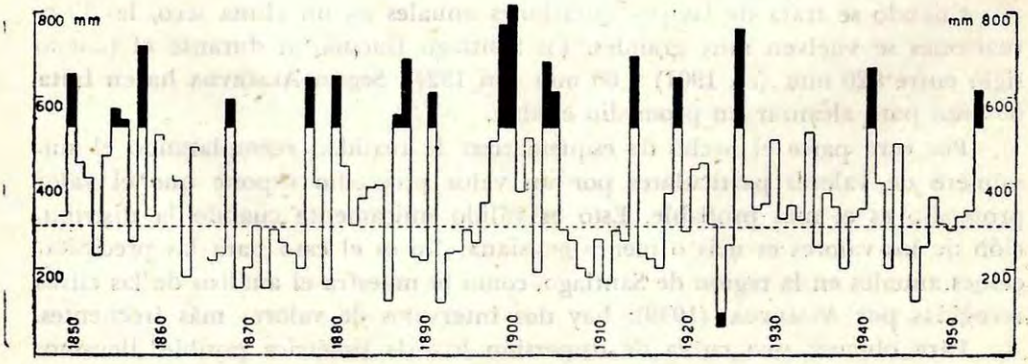


Fig. 45: Precipitaciones anuales en Santiago durante los últimos 103 años.

te lo que hemos llamado *discontinuidad de Rancagua,* se mueve hacia el norte, abarcando Santiago.

La repartición de los años húmedos no es en ningún modo periódica (fig. 45). En particular no aparece el período undecenal de la actividad solar. No hay tampoco relación con los años excepcionalmente húmedos en el norte del Perú.

Años excepcionalmente húmedos en Santiago: 1850, 1855, 1856, 1858, 1868, 1877, 1880, 1887, 1888, 1891, 1899, 1900, 1904, 1905, 1914, 1919, 1926, 1941, 1953.

Años excepcionalmente húmedos en Piura (Perú): 1845, 1864, 1877, 1878, 1884, 1891, 1925.

Los años excepcionales del Perú están ligados a una mayor transgresión de las aguas ecuatoriales hacia el sur (fenómeno llamado *El Niño* que ocurre en diciembre, véase SVERDRUP, 1943, p. 190-92). Es probable, como lo supone GUN-BAYER, que haya durante los años anormalmente húmedos de Chile central una variación de la Corriente de Humboldt. Quizás la divergencia entre Corriente de Humboldt y Corriente Patagónica se mueva hacia el norte. Quizás también esto no sea la causa, sino otro efecto simultáneo de la circulación atmosférica. El problema merecería más amplia investigación.

11. 3. 3. *Precipitaciones en función de la altitud.* Según ALMEYDA (1949), la precipitación anual en el valle del Río Aconcagua es:

En San Felipe (640 m): 24 cm.

En los Andes (820 m): 29 cm.

En Río Blanco (1420) m): 54 cm

mientras que el aforo del Río Aconcagua muestra que en su hoya la precipitación promedia es 70 cm. La precipitación ha de crecer por consiguiente mucho con la altura, pero por falta de nivómetros no se conoce. La ENDESA está instalando nivómetros en el valle del Río San Francisco, escalonados entre 2000 m y el Observatorio del Infiernillo, a 4320 m. En espera de los resultados tenemos las cuatro indicaciones siguientes:

En Portillo (2886 C.), el año 1954, que fué normal en cuanto al monto de precipitaciones, el nivógrafo enregistró 38,5 cm de agua, mientras que la ruta de nieve (medición del equivalente en agua de la capa de nieve existente), daba al final de la temporada 42,6 cm. El año 1953, excepcionalmente húmedo, el nivógrafo enregistró 105 cm, y la ruta de nieve dió el 9 de octubre 148 cm. El nivógrafo debe por consiguiente enregistrar a lo sumo el 70% de las precipitaciones (es del tipo Stevens; véase 2. 4. 2.). Tomando los valores del nivógrafo, divididos por 0,7, como promedios para los años normales y anormales respectivamente, se llega a una precipitación promedia de *74 cm de agua.*

En Caracoles, apenas más alto (3200 C.), pero al final del valle, lo que aumenta mucho las precipitaciones, la altura de nieve anual fué sumamente variable:

Año	Altura de nieve en Caracoles	Precipitación en los Andes
1928	3,10 m	27,3 cm
1929	17,61	29,3
1930	21,00	49,9
1931	8,37	31,8

Como las nevadas son fuertes, la densidad de la nieve al final de cada nevada debe ser por lo menos 0,1 y por consiguiente el promedio de 13 m para la altura de nieve corresponde por lo menos a *metro y medio* de precipitaciones.

En el Cristo Redentor, a 3832 m, el promedio de las precipitaciones anuales entre 1941 y 1948 fué, según CORTE, de *100 cm.* Ignoramos la precisión de esta medida.

Por fin a 4600 m, en el nacimiento del Río Blanco del Juncal, mediciones de altura de los penitentes, que dan sensiblemente la altura máxima de la capa de nieve, nos dieron un año normal una precipitación invernal de 100 a 120 cm de agua. Teniendo en cuenta las precipitaciones de fin de temporada, acaecidas después que hayan empezado a formarse los penitentes, estimamos la precipitación anual a *120-140* cm de agua.

Estos valores se hallan representados en la fig. 46. El aforo de Río Aconcagua corresponde a una altura promedia de su hoya cordillerana de 2300 m.

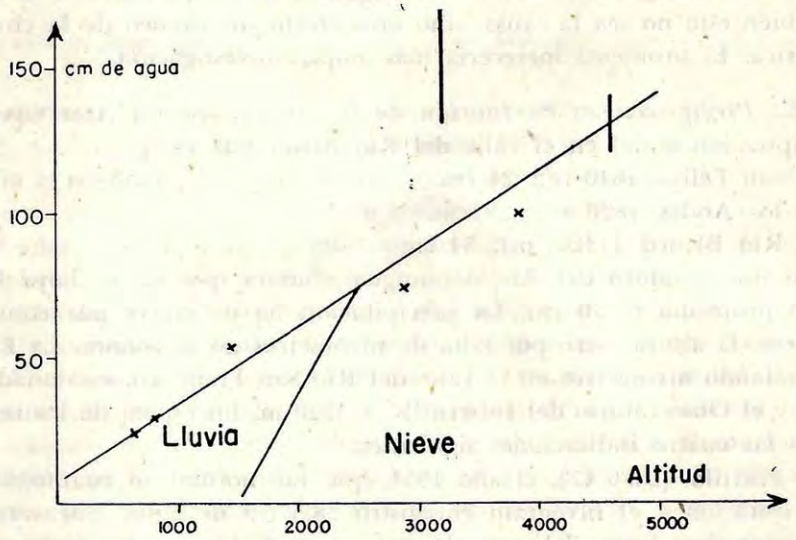


Fig. 46: Precipitación anual en función de la altitud en la vertiente occidental del Nudo del Nevado Juncal.

11. 3. 4. *Caracteres de las nevadas.* En La Cumbre (3837), se han señalado tres lluvias en diez años. Más abajo las precipitaciones de fin de temporada se hacen menos frecuentes, si bien que el coeficiente nivométrico se mantiene prácticamente igual a 1 hasta 3000 ó 2500 m, como lo hemos representado en la fig. 46. En los Andes de Santiago la lluvia es una cosa prácticamente desconocida fuera de los valles, lo que explica la pobreza de la vegetación y la ausencia de bosques.

Las nevadas son poco numerosas pero fuertes: se las puede calificar siempre de nevazones. En Portillo en 1954 (año normal) la nevada promedia duró 25 horas y trajo el equivalente de 5,4 cm de agua (valores del nivógrafo divididas por 0,7). El año 1953 (excepcionalmente húmedo), la nevada promedia duró 46 horas y trajo 11,1 cm de agua. La mayor nevazón fué del 23 al 26 de mayo

de 1953: 23,6 cm (equivalente en agua) en 72 horas, o sea unos dos metros de nieve fresca.

La fuerza de la nevada fluctúa entre 0,9 y 3,3 mm de agua por hora (promedio: 2,3 mm/hora), con una excepción en la noche del 25 al 26 de mayo 1954: 136 mm de agua en 22 horas, o sea 6,2 mm/hora.

11. 3. 5. *Datos mensuales promedios.* La temperatura promedia en La Cumbre (3837 m) entre 1942 y 1952 fué −1,0°C, quizás algo menos (Corte da como valor promedio para los años 1941-48: −1,6°). En la Laguna Diamante a sensiblemente la misma altura el promedio durante el año 1951 fué −1,7°C. La temperatura promedia en Santiago (520 m) es 13,9°C. Se sabe que encima de Santiago la temperatura crece primero con la altura hasta los 1500 m más o menos, debido a una mayor insolación.

La fig. 47 permite comparar las temperaturas mensuales promedias en Santiago y en La Cumbre. La fig. 48 muestra en La Cumbre el número promedio de días sin nubes, salvo al alba o al ocaso (en blanco), con nubes (rayas), con nevada (en negro), y con fuerte viento. Hay que hacer notar que por hallarse en un paso cordillerano, los vientos en La Cumbre son excepcionalmente fuertes.

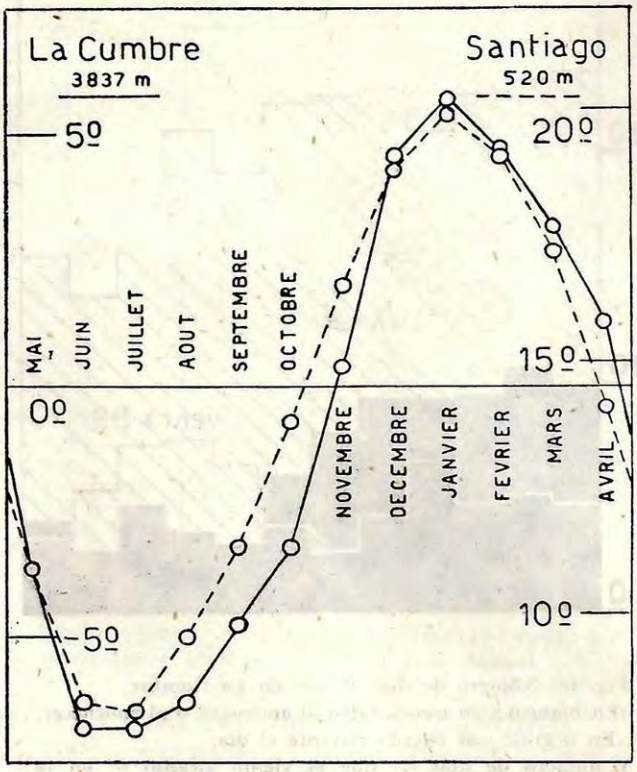


Fig. 47: Temperatura promedia de cada mes en La Cumbre (escala de la izquierda, línea continua) y en Santiago (escala de la derecha, línea interrumpida).

Se ve que en la Cordillera el calor llega con un mes de atraso sobre Santiago, debido a la cubierta de nieve y al mal tiempo aún frecuente en octubre y noviembre. En enero, la nubosidad es aún notable. En enero y febrero hay un máximo en el viento y un pequeño máximo en las precipitaciones, debido a tormentas locales. Marzo es el mejor mes del año en la Cordillera Central. En abril la nubosidad se mantiene muy débil, y como consecuencia las temperaturas disminuyen mucho menos durante ese mes que en Santiago. En otros términos las estaciones están atrasadas de un mes en la Cordillera con respecto a Santiago.

La temporada de precipitaciones empieza bruscamente alrededor del 1º de mayo. Es a esa fecha que conviene hacer empezar el "año glaciológico", para los estudios de alimentación y ablación. Así lo hemos hecho en la fig. 48.

11. 3. 6. *Temperatura del aire y humedad durante el día.* Para estudiar la temperatura y la humedad a lo largo del día, en relación con la ablación de la cubierta de nieve, conviene promediar por separado los datos para la primavera (cuando existe una cubierta de nieve), y para el verano (cuando no existe); y, por otra parte, para los días enteramente despejados y para los días enteramente nublados. Se dejará a un lado los días con nubosidad variable, cuyos datos serían demasiado difíciles de interpretar.

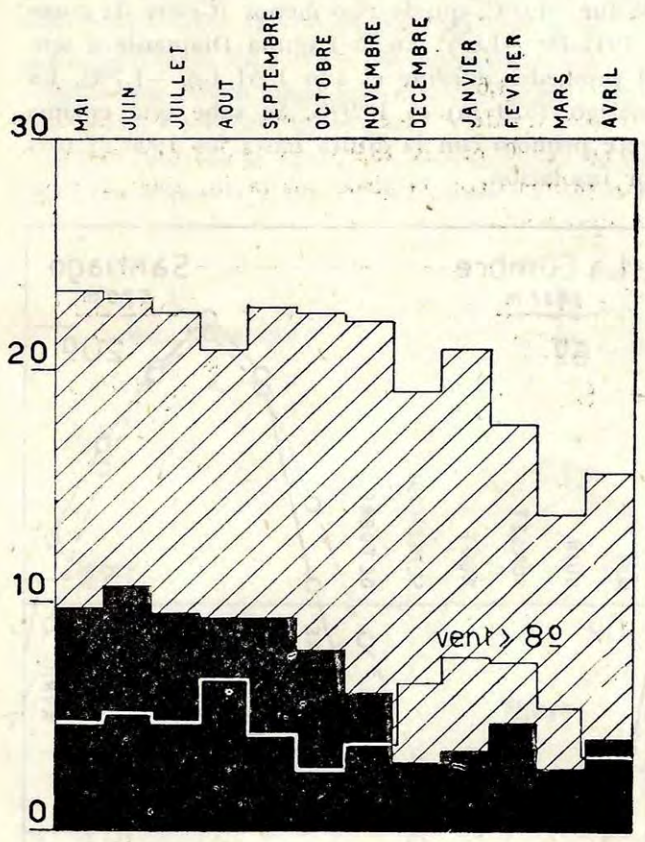


Fig. 48: Número de días al mes en La Cumbre.
(En blanco) : sin nubes, salvo al amanecer o al anochecer;
(En negro): con nevada durante el día;
Y número de días en que el viento alcanzó 8° en la escala Beaufort (excluyendo las ráfagas).
Promedio para los años 1942-1952. Los meses han sido todos reducidos a 30 días.

Los resultados van representados en la fig. 49. Notemos que la brusca aumentación de la temperatura del aire en verano a una hora algo tardía se debe, sin duda, a un factor local: la presencia del cerro Tolosa, al N. E., 24° encima del horizonte.

Vemos que el punto de rocío (P. R.) se mantiene siempre muy por debajo cero, aun cuando la temperatura del aire es positiva: éstas son las condiciones necesarias para la formación de penitentes. Pero es menester también que los días nublados el aire se mantenga vecino de cero o por debajo cero, para que los penitentes formados los días de sol no se derritan. Esto sólo ocurre a esta altitud en primavera. Admitiendo una disminución de temperatura de 1° cada 150 m, en verano estas condiciones sólo quedan realizadas encima de 4700 m, por lo menos.

Admitiendo siempre el mismo gradiente de temperatura, se ve que la zona en la cual hay helada nocturna, pero temperaturas del aire positivas durante el día, se extiende:

Los días nublados de primavera, entre	2900 y 3400 m
Los días despejados de primavera, entre	3100 y 4170 m
Los días nublados de verano, entre	3540 y 5000 m
Los días despejados de verano, entre	3660 y 5200 m

Con estas altitudes están relacionados los límites de los procesos criopedológicos. En la región del Nevado Juncal, hemos observado suelos estriados entre 3400 m (alrededor de la mina La Disputada) y 4700 m (Portezuelo sur del Alto del Potrero escondido). Hemos dicho que la formación de suelos estriados necesitaba franca fusión de la nieve con helada nocturna.

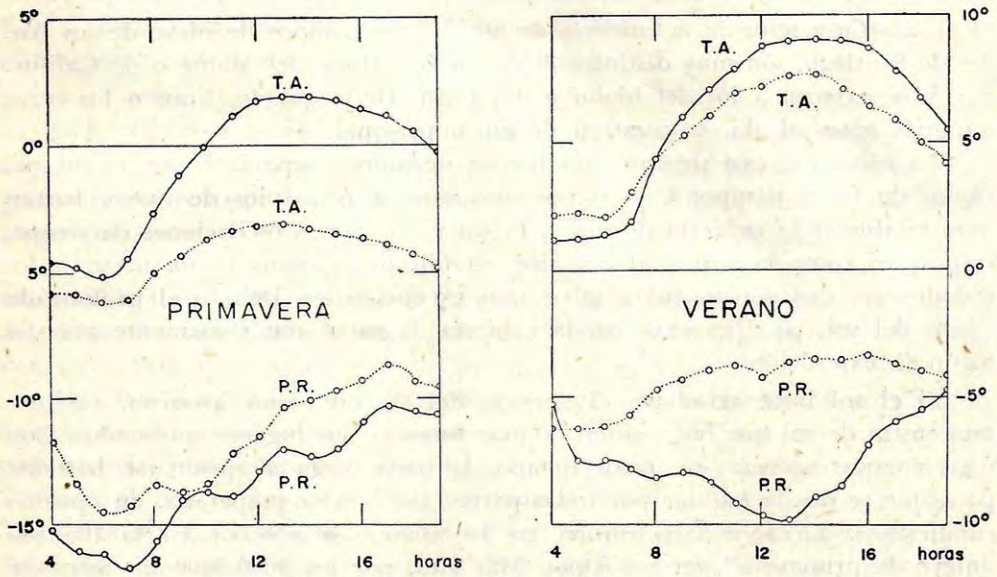


Fig. 49: Temperatura del aire (T. A.) y punto de rocío (P. R) en el Paso de La Cumbre (3837 m), a distintas horas del día. Línea continua: días despejados. Línea punteada: días nublados. Promedio para la primavera y el verano de 1952, año normal.

11. 4. *CARACTERES DE LA CUBIERTA DE NIEVE. CANCHAS DE SKI CHILENAS*

11. 4. 1. *Altitud de la nieve en los Andes de Santiago.* La nieve es en Santiago (540 m) un fenómeno excepcional que ocurre una vez cada tres años, pero cae varias veces al año a 1000 m. Sin embargo, no llega a mantenerse por debajo de 1800 m de altura en junio, y 2400 m en agosto. Sólo a 2600 m hay una cubierta de nieve continua de mediados de mayo a mediados de septiembre. Estos valores se refieren a Farellones, al N. E. de Santiago. Al S. E., en el valle del Río Maipo, mayores precipitaciones hacen bajar estas cifras de unos 400 m.

Si hay un límite inferior, también existe un límite superior, encima del

cual sólo cae nieve polvo, que se lleva el viento, y en donde se observa una cubierta de nieve durable solamente en las hondonadas, valles y circos glaciares. Este límite superior está hacia los 3200 en junio y julio; los 3800 en agosto y septiembre. Es, por consiguiente, hacia los 3000 m que la cubierta de nieve es más segura durante el invierno y continua a través de lomas y hondonadas. Es la altitud más propicia para el deporte del *ski*.

Tal es la altitud de la altiplanicie precordillerana, y por consiguiente, los campos de nieve aptos a este deporte son extensísimos, pero, en su mayoría, con pendientes suaves y desniveles relativamente cortos. Existen, sin embargo, lugares en las nacientes de ciertos ríos y arroyos, en donde las pendientes son fuertes y prolongadas, los desniveles sobrepasando los 800 m, necesarios para una competencia olímpica y hasta los 1200 m. Estas canchas gigantes, que pocos países pueden ofrecer, necesitan serias dotes atléticas y un prolongado descanso después de la subida para ser recorridas con agrado. Para el deporte del ski, a estas altitudes, un desnivel de 500 m es muy suficiente.

11. 4. 2. *Caracteres de la cubierta de nieve.* Los campos de nieve de los Andes de Santiago, son muy distintos de los de los Alpes, del Maine o de California, y se parecen a los del Idaho o del Utah. Decir que los unos o los otros son más aptos al ski, es cuestión de gusto personal.

La nieve cae casi siempre con fuertes nevazones, separados por largos períodos de buen tiempo. Uno o dos nevazones a principios de mayo, bastan para establecer la cubierta de nieve. El sol y las fuertes oscilaciones de temperatura, así como la sequedad del aire, estabilizan rápidamente la nieve, y los rodados son casi desconocidos, salvo años excepcionales. Debido al prolongado efecto del sol, las diferencias en la cubierta de nieve son sumamente grandes según la exposición.

Si el sol hace agradable el deporte del ski en pleno invierno, produce una costra de sol que hace difícil esquiar fuera de los lugares apisonados. Con unas cuantas semanas de buen tiempo, la nieve llega a apisonarse bastante para que se pueda esquiar por todas partes, sin cancha preparada, en óptimas condiciones. En agosto-septiembre, en Farellones, se observa así la llamada "nieve de primavera", en los Alpes. Más alto, por los 3000-3600 m, aparecen micropenitentes, que constituyen una excelente superficie para el ski, más blanda que la nieve de primavera helada, y no descomponiéndose por fusión generalizada al fin de la tarde.

Cuando los penitentes alcanzan más de 10 ó 20 cm de alto, como ocurre a mayores alturas, en primavera, el ski se vuelve imposible. En particular, salvo años excepcionales con nevazones en octubre, es imposible practicar ski sobre los ventisqueros, como en la región de los Lagos. La Fiesta de la Raza, el 12 de octubre, marca, en general, el fin de la temporada de ski, que dura cinco meses los años normales.

11. 4. 3. *Consideraciones generales sobre el ski y el turismo.* El ski ha tomado un gran desarrollo en Chile, favorecido por las vacaciones escolares de invierno. La benéfica influencia sobre el organismo del sol, de la altitud y del aire puro, ponen este deporte en un lugar privilegiado. Este deporte es

aún más encomiable en países cuyo clima, sumamente templado y agradable, carece de la tonicidad que dan el viento y el frío.

Chile, por sus magníficas posibilidades de ski, únicas en Sudamérica, podría además, atraer una importante corriente turística, que hoy día se reduce a algunos argentinos y norteamericanos. Para ello, como para el desarrollo del turismo en general, son necesarias mayores facilidades de locomoción y de alojamiento: mejores y más abundantes carreteras, pues el turista prefiere viajar en coche propio, pero sin estropearlo en la calamina y los baches; mayor número de hoteles, limpios y confortables, pero sin lujo inútil, pues el turista viene a visitar lugares nuevos y a descansar, y no a hacer vida social, que dificilmente puede hacer lejos de sus amigos.

El desarrollo del ski, como el del andinismo y del turismo se ha visto obstaculizado por la casi total ausencia de carreteras cordilleranas. La ley chilena prevé la construcción de carreteras solamente cuando la tercera parte está financiada por los interesados. Como las carreteras cordilleranas son de muy elevado costo, sólo habrá carreteras turísticas, de interés nacional, el día en que el Estado las financie íntegramente, mediante un peaje o un mayor impuesto sobre la bencina.

11. 4. 4. *Canchas de ski vecinas de Santiago.* Santiago es, sin duda, la única capital del mundo que tiene canchas de ski a dos horas de coche. Nos permitiremos corregir las guías turísticas, de imparcialidad dudosa, dando algunas precisiones.

Portillo, 2886 C. Espléndido hotel de muy gran lujo, accesible en una mañana de tren desde Santiago o Valparaíso. Muy bella vista sobre la Laguna del Inca. Por su altura y encajonamiento entre soberbias paredes de roca, con frecuencia hay excelente nieve polvo en julio.

Canchas para novicios (andariveles de arrastre) excelentes, con afamada escuela de ski. Canchas para esquiadores adelantados, regular (chair-lift). Para competencia, pendientes muy fuertes, pero uniformes, algo peligrosas y cortas. Posibilidad de excursión al Cristo Redentor (vista soberbia, pero 4 km de llano a la ida y a la vuelta). Cuando la laguna está helada (en agosto), posibilidad de otras excursiones de gran aliento. Cancha de patinaje; muy raras veces se puede patinar sobre la laguna.

Farellones, 2600 L. Numerosos hotelitos, chalets de clubes y particulares, accesibles en dos horas de coche desde Santiago. Lugar al borde de la altiplanicie precordillerana, con bonita vista sobre el valle central, y espléndidas puestas de sol.

Buenas canchas para novicios (andariveles de arrastre). Excelentes canchas para esquiadores adelantados (andarivel de arrastre y chair-lift), muy abiertas y sin peligro objetivo. Buenas canchas de competencia. Para excursiones, es necesario ir primero a La Parva.

La Parva, 2800 L. Hotel y chalets en construcción. Cancha para novicios, aún insuficiente. Canchas para esquiadores adelantados, excelentes y variadas, muy abiertas y sin peligro objetivo (chair-lift). Buenas canchas de competencia. Posibilidades de excursión a La Parva (Falsa Cumbre, 3740 L.), (de gran aliento si no se utiliza el chair-lift), a Piedra Numerada, y numerosas excur-

siones cortas. En verano, espléndida excursión turística al Gran Salto del Olivares, y al frente del Glaciar Juncal Sur (3 ó 4 días de mula, alojando bajo carpa).

Lagunillas, 2100 L. Chalets de clubes y particulares, accesibles en hora y media de coche, desde Santiago.

Excelente cancha para novicios (andarivel de arrastre). Cancha regular para esquiadores adelantados. Para competencia, cancha corta, pero lugares muy apropiados para el langlauf. Posibilidad de bonitas excursiones cortas, pero no de gran aliento, por lo menos con esquíes.

Otros lugares sin andarivel, pero accesibles por carretera o ferrocarril. Lo Valdés (2000), es un lugar a desaconsejar totalmente para el ski, pues su baja altura hace que sólo se pueda utilizar en pleno invierno, cuando hay allí muy peligrosos rodados. Es en verano un admirable lugar de turismo, y el punto de partida de grandes excursiones.

Alrededor de la mina La Disputada de Las Condes (3424 C.), existen, sin duda, las más bellas y variadas canchas de la región, con bajadas de hasta 1600 m de desnivel, y nieve esquiable hasta noviembre. Pero es zona minera privada.

La bellísima Laguna Negra (2678 C.), y Sewell (2113 C.), serían espléndidos lugares, pero son recintos privados de acceso prohibido.

Hay innumerables otros lugares en los Andes de Santiago, en donde se podrían hacer espléndidas excursiones con esquíes, en agosto y septiembre, pero es necesario alojar bajo carpa y muy conveniente contratar mulas para alcanzar la nieve.

11. 4. 5. *Canchas de ski, más al sur.* Al sur de Santiago, las posibilidades de ski son inmensas, a altitudes moderadas y con nieves parecidas a las de los Alpes. Los volcanes en particular constituyen espléndidos lugares, con pendientes variadas, grandes desniveles y posibilidades de maravillosas excursiones por los bosques (foto 78).

El único gran centro deportivo, el primero de América del Sur, tanto por la multiplicidad de los deportes que se pueden practicar, como por su urbanización y muy amplias y variadas posibilidades de alojamiento, es la ciudad argentina de San Carlos de Bariloche.

En Chile, sólo existen hoteles o chalets y modestos andariveles, en cuatro lugares, a nuestro conocimiento: Nevados de Chillán, Volcán Llaima, Volcán Casablanca (Antillanca), y Volcán Osorno (La Picada). El principal obstáculo al desarrollo de esas estaciones de ski es que la mayoría de las familias que pueden invertir capitales viven en la capital durante el invierno, y prefieren las canchas de ski mucho más vecinas, en donde pueden subir cada week-end.

Por ello, y considerando además las posibilidades de andinismo durante el verano, se ve el inmenso interés que presenta la Cordillera frente a Rancagua, San Fernando y Talca, región muy poco explotada aún turísticamente.

Luis Lliboutry
Nieves y glaciares de Chile
PUNZONES-PALOMO-TINGUIRIRICA
Corrección de la Carta Preliminar del I.G.M. al 1:250.000
B: cotas altimétricas de Bachmann
C: cotas trigonométricas del Instituto Geog. Militar
G: cota altimétrica de Güssfeldt
R: cotas trigonométricas de Risopatrón
Las otras cotas han sido determinadas por el autor (véase §10.2).
0
5
10
Km.
SIERRA DE LOS PUNZONES
SIERRA DEL BRUJO
SIERRA DEL PALOMO
ARGENTINA
MESETA BASALTICA
Río Claro
Río de los Cipreses
Río Cipresito
Laguna de los Pejerreyes
Co. Socavones
Alto de los Pejerreyes
Agua del Patron
Agua de la Vida
Cerro Colón
Est. Blanco
Río Cortaderal
Alto de la Plancheada
Portillo de los Punzones
Glaciar Cipreses
Glaciar Palomo Norte
Volcán Palomo
Quebr. San Andrés
Clarillo
Río Portillo
Alto de los Arrieros
Glaciar Universidad
Glaciar Cortaderal
Quebr. del Toro
C.P. de los Huesos
Alto del Pelambre
Quebrada de Galvez
La Peineta
El Brujo
Paso de las Lagrimas
Mal Paso
Río San José
San Hilario
Alto del Azufre
Arroyo Los Helados
Loma Bastosa
Volcán de las Pomez
Río Azufre
Los Maitenes
La Molinada
Campos de Lava
Volcán Tinguiririca
El Moño
Baños del Azufre
Azufrera
Termas
Arroyo Fray Carlos
Volcán Fray Carlos
Quebr. Retamos
Quebr. del Salto
Quebr. Cipreses
Camino de San Fernando a las Termas
Río Tinguiririca
Est. La Pascuala
Est. Piuquenes
Est. de los Humos
Alto de las Yaretas
Río Palaccios
Paso de las Damas
Salto del Soldado
34° 30'
70° 30'

Capítulo XII

LOS GLACIARES DE LA CORDILLERA CHILENO-ARGENTINA CENTRAL

12. 1. *UBICACION DE LOS GLACIARES AL NORTE DE 35º LATITUD S.*

12. 1. 1. *Límite norte de la glaciación actual.* Es difícil saber a ciencia cierta en dónde se hallan los glaciares más septentrionales de la Cordillera chileno-argentina, por los relatos de viajeros y andinistas, por las siguientes causas:

1) La transformación de nieve en hielo es tan rápida que la presencia de hielo no indica en ningún modo que se trate de un englaciamiento permanente.

2) En estas zonas áridas hay muy grandes diferencias entre los años. En San Juan, durante el presente siglo, la precipitación anual ha oscilado entre 8 y 196 mm, o sea, en la razón de 1 a 22. En regiones más áridas aún no hay precipitaciones todos los años. Ciertos años excepcionales puede nevar, y el viento formar grandes neveros en ciertas hondonadas o pendientes a sotavento, que pueden demorar varios años en desaparecer. La expedición chilena de noviembre 1949 al Nevado Ojos del Salado, encontró así en la vertiente norte, a 6000 m, un campo de penitentes de neviza de 5 a 8 m de alto.

3) Deben ser muy frecuentes en esas regiones los glaciares subterráneos, masas de hielo enterradas pero no desprovistas de alimentación (véase 8. 2. 3.), que pasan inadvertidas de los observadores.

12. 1. 2. *Glaciares del Norte Grande.* En el norte de Chile, sólo presentan glaciares los volcanes de más de 6000 m de altitud. Según BRUGGEN, el volcán Pomerape, en los Nevados de Pailachata (6240 m, 18º08' lat. S.), tiene un glaciar hacia el oeste y otro pequeño hacia el sur. En ese lugar, como en el vecino y englaciado volcán Sajama (6520 m), llegan durante el invierno boliviano (diciembre a marzo) algunas precipitaciones del este, que han llegado a cruzar la cordillera oriental de Bolivia y del norte de Argentina.

No hay luego ningún hielo perenne señalado hasta el *Volcán Llullaillaco,* segunda cumbre de Chile por la altura (6723 C, 24º43' lat. S.). Allí, Bión GONZALEZ y Juan HARSEIM, cuando hicieron la primera ascensión, el 1-XII-52, encontraron en el lado oeste, entre 5600 y 6500 m, un campo de hielo liso sin penitentes. Aunque ese año fué excepcionalmente húmedo en el norte de Chile, pensamos que se trata de un glaciar permanente, pues en neviza del año hubieran existido penitentes.

Siguiendo hacia el sur, llegamos a las muy altas cumbres que rodean el Salar de Lagunas Verdes, en la extremidad S. O. de la Puna de Atacama: el

Nevado Ojos del Salado (6863 C.), y los *Nevados Tres Cruces* (6030 C., 6620 C., y 6330 C., esta última cumbre, la más meridional, siendo fronteriza), al norte de este salar, por 27°07' lat. S.; el Nevado Pissis (6780 A., 27°50' lat. S.), al sur del salar, etc. Según el mapa publicado por la Comisión Chilena de Límites, en 1907, hay allí unas 10 montañas que sobrepasan los 6200 m, casi todas, volcanes. En particular, el Nevado Ojos del Salado, tiene un cráter lleno de hielo, con una potente fumarola.

Según las observaciones de Juan SIMKEN, miembro de la expedición chilena de 1956 al Ojos del Salado, y que dió la vuelta al volcán, existen únicamente dos glaciares sobre esta altísima montaña, ambos del lado norte. El uno se forma en un circo y se extiende entre 6600 y 6100 m de altitud (cotas medidas con el altímetro, que asignó 7084 m a la cumbre). Se divide en dos brazos, que desaparecen bajo las arenas, el uno hacia el N. O., el otro hacía el N. E. Existe otro glaciar más abajo, con mayor pendiente y numerosas vetas de arena, que quizás en un tiempo fué la prolongación del anterior, y que también se divide en dos brazos hacia el N. O. y el N. E. Sobre ambos glaciares existían penitentes de neviza y hielo de hasta 2 m de alto.

La falda N. E. de los Nevados Tres Cruces forma un grandioso anfiteatro, cuyo fondo está ocupado por un inmenso cono de deyección de arena, cortado por barrancos paralelos. Encima se divisan unos cinco o seis glaciares, en circos poco profundizados, cuya extensión no ha variado desde 1937. Existen glaciares mayores del lado sur, en particular en la cumbre meridional (6330). Al norte del Nevado Ojos del Salado, las Lomas Blancas, una larga loma este-oeste de altitud promedia 5500 m ostenta 8 planchones de hielo a lo largo de la cresta, del lado sur.

En toda esta zona los vientos y la humedad vienen del noroeste. Más al este, en la Sierra de Anconquija, alcanza la humedad atlántica, y la línea de equilibrio de los glaciares está tan sólo a 5100-5200 m (ROHMEDER, 1942).

12. 1. 3. *Glaciares del Norte Chico.* Más al sur, llegamos a la zona que alcanzan en invierno algunas perturbaciones de oeste. Según BRUGGEN (1929), la línea de equilibrio de los glaciares se establece a 5000 m en la Cordillera de Elqui, en donde unos cuantos glaciares bajan hasta 4150 m. La glaciación debe haber retrocedido mucho durante los últimos 30 años, pues en el *Cerro Doña Ana* (5630 C.), según Emilio VICENS y Oscar GONZÁLEZ, que lo ascendieron el 27-I-56, sólo existen hoy día pequeños glaciares encima de 4800 m de altitud. Se trata de planchones de hielo sin movimiento aparente, que ocupan circos muy poco pronunciados, esparcidos por todos los lados de la montaña, salvo al norte. Este cerro es un volcán apagado, cuyo cráter forma una lagunita helada de 10 m de diámetro: cabe preguntarse cuándo pudo el agua estar líquida a esa altitud. Estudiaremos este problema a propósito de la Antártida, en donde se presenta también (véase 16. 3. 3.).

En el *Cerro Tórtolas* (6332 C.), un poco más al interior, se ve un glaciar del lado S. E., que empieza unos tres metros debajo de la cumbre, con un foso periférico de 1 m de profundidad, y desaparece bajo los escombros a 5600 m. Hay también una lagunita helada cerca de 6000 m. (Según Bión y Oscar GONZÁLEZ, que lo ascendieron el 19-I-56).

Al sur de Ovalle la altitud de las cumbres se mantiene relativamente baja, y es sólo en las cordilleras de la Totora y de Ansilta, entre 31°10' y 31°50' lat. S., del lado argentino, que existen actualmente glaciares (HEINSHEIMER, 1947).

Por 32° lat. S., entre el Mercedario (6700 C.), y el Cordón de la Ramada (6410 A.), el Valle Colorado explorado por la expedición polaca, recibe cuatro grandes glaciares, los dos mayores alcanzando 12 km y bajando hasta 4000 m, (OSTROVSKI, 1954).

El perfil de la fig. 40 resume la glaciación actual entre 31° lat S., latitud a la cual la glaciación actual se vuelve notable, y 48° lat S.

12. 1. 2. *Area englaciada actualmente.* Los glaciares de la región central son muy poco conocidos, fuera de los círculos andinísticos, y se escatima su extensión. Tanto BRUGGEN como VON KLEBELSBERG, señalan sólo entre el Transandino y el Volcán Planchón, los glaciares siguientes: del Río Plomo, de Nieves Negras, del Altar (mejor dicho, de La Paloma), y del Cerro Plomo. Más exacto es E. ALMEYDA, quien sólo señala que el mayor ventisquero de la hoya del Maipo se encuentra en el Juncal. Es que los glaciares se hallan, según los términos de RISOPATRÓN: "en una red de macizos inaccesibles, cuyas cumbres dominantes es mui difícil ver, por lo encajonado de los valles, que dan sólo un difícil acceso a esa enmarañada rejión".

Utilizando nuestros mapas, hemos calculado el área englaciada actualmente, entre 32°30' y 35° lat. S. Se trata, naturalmente como siempre, del área en proyección horizontal. Hemos medido aparte el área total y el área recubierta por morenas. No ha sido posible distinguir sobre las fotografías ni en el mapa entre glaciares cubiertos, glaciares subterráneos y glaciares de rocas. Pero el área de estos últimos es muy pequeña. Damos a continuación el área englaciada en la hoya de cada río, en km².

En Chile			En Argentina			En total	
Hoya del río:	Area total	recub.	Hoya del río:	Area total	recub.	Area total	recub.
Grupo del Aconcagua (del Paso de Leiva al Paso de la Cumbre).							
Colorado (del Juncal)	0,5		De los Patos	9,7			
			De las Vacas	42,0			
Aconcagua	3,2	1,2	Horcones	15,4	6,0		
			De las Cuevas	9,4			
Total	3,7	1,2		76,5	6,0	80,2	7,2

En Chile			En Argentina			En total	
Hoya del río:	Area	total recub.	Hoya del río:	Area	total recub.	Area	total recub.

Nudo del Juncal (del Paso de la Cumbre al Paso de las Pircas)

Juncal	21,0	2,1	De las Cuevas	4,0			
De los Leones	27,4	9,7	Blanco argentino	14,2			
Blanco (del Juncal)	8,7	4,5	Plomo	74,1	3,5		
Mapocho	4,7		De las Toscas	18,8	3,5		
Olivares	102,4	2,8	De las Taguas	5,1			
			Chorrillos	16±			
Total	164,2	19,1		132,2	9,0	296,4	28,0

Grupo del Polleras (del Paso de las Pircas al Paso del Tupungato)

Colorado (del Maipo)	21,4	8,9	De las Toscas	5,3	3,5		
			Relinchos, Arancibio, de las Vacas	19,2	5,2		
Total	21,4	8,9		24,5	8,7	45,9	17,6

Grupo del Tupungato (del Paso del Tupungato al Paso de los Piuquenes y del Portezuelo del Fraile al Portezuelo de las Tunas).

Colorado superior	10,5		Tupungato	33,5	11,4		
Azufre	26,3	4,5	Tunuyán	120,2	26,1		
Museo	14,2	1,2	De las Tunas	3,9			
Colorado inferior	1,2						
Yeso	29,1	14,7					
Total	81,3	20,4		157,6	37,5	238,9	57,9

Grupo del Marmolejo (del Paso de Piuquenes al Paso de Nieves Negras)

Yeso	12,4	1,2	Palomares	6,5	1,2		
Volcán	56,3	8,8	Tunuyán medio	55,8	5,7		
Total	68,7	10,0		62,3	6,9	131,0	16,9

Región del Cerro Castillo (del Paso de Nieves Negras al Paso del Maipo)

Colina (del Volcán)	0,6		Tunuyán	6,6	3,6		
Negro (del Maipo)	13,2	7,8	Diamante	9,3	7,8		
Maipo superior	21,6	5,1					
Maipo medio	5,8	5,1					
Total	41,2	18,0		15,9	11,4	57,1	29,4

En Chile			En Argentina			En total	
Hoya del río:	Area	total recub.	Hoya del río:	Area	total recub.	Area	total recub.
Grupo de los Picos del Barroso (del Paso del Maipo al Paso Molina)							
Maipo	21,8	4,9					
Blanco (del Pangal)	6,9	1,3					
Pangal superior .	32,9	4,5					
Cachapoal . . .	49,2	15,6					
De las Leñas . .	2,4	1,8					
Total	113,2	28,1		14±	?	127±	30±
Grupo Palomo - Tinguiririca							
Cortaderal . . .	67,6	2,1	Atuel superior .	30?	?		
De los Cipreses .	54,0	0,9	De las Lágrimas	17?	?		
Claro y Clarillo .	6,9		Tordillo	13?	?		
Portillo	13,5						
San José . . .	42,0	2,7					
Azufre superior .	3,0						
Tinguiririca sup. .	20,3	2,4					
Tinguiririca medio	2,7						
Total	210,0	8,1		60?	?	270±	?
Total general .	*704*	*114*		*543*	*90±*	*1247*	*204±*

Añadiendo los glaciares de la Cordillera del Tigre, del Plata, del Overo y del Sosneado, que estimamos en unos 100 km², hay pues, entre 32°30' y 35° lat. S., unos 1350 km² de glaciares, o sea, el 4,5% de los 30 000 km² que tiene la Cordillera entre esos paralelos. A título de comparación, Suiza, con la misma superficie en su parte alpina, tiene exactamente la misma superficie de glaciares (1384 km² en 1932). Entre 26° y 46° lat. S., podemos también comparar los Andes, por su extensión y superficie englaciada, con el Cáucaso.

12. I. 3. *La glaciación mayor de las faldas orientales.* En los Altos Andes, los mayores glaciares se extienden a sotavento de los grandes cordones montañosos. Hay tres razones para ello:

1) El frío es tal que la nieve polvo que cae no se transforma, a pesar del sol. El viento de oeste la barre entonces de las cumbres y la deposita a sotavento. Es ésta la única razón invocada por los autores anteriores, y reconocemos que es válida muchas veces, sobre todo para los volcanes y altas lomas del norte y de la cordillera frontal argentina. Sólo con nevazones tardías, en octubre, hemos visto la nieve permanecer varias semanas en las laderas oeste del Aconcagua (6960 C.), o del Nevado del Plomo (6050 H.), en la ladera sur del

Juncal Chico (5720 L.). Pero es imposible suponer que la nieve barrida puede en cantidad apreciable, sobrepasar muchos afilados filos fronterizos, venciendo desniveles de muchos centenares de metros.

2) Una razón más frecuente en la zona central es sencillamente la topografía. La vertiente occidental de los Andes, mucho más vecina del Océano y más húmeda, ha sufrido una erosión mucho más intensa. Sus valles son profundos cajones o quebradas, demasiado bajos y de pendiente demasiado rápida para que puedan establecerse en ellos, hoy día, grandes glaciares. No existen del lado chileno, fuera del Nudo del Nevado Juncal y del Nevado Bravard, altas mesetas entre 4000 y 4500 m como abundan del lado argentino.

3) Como hemos demostrado en 4. 1. 5., el sol y el aire templado son más eficaces para derretir la nieve cuando actúan juntos (como ocurre en las laderas al poniente), que cuando actúan por separado (como ocurre en las laderas al oriente).

Estos efectos contrarrestan el hecho que la humedad venga del oeste y finalmente, entre 32°30' y 34°30' lat. S., hay tanta superficie recubierta de glaciares en Argentina como en Chile: unos 500 km² de cada lado, los glaciares argentinos, siendo en general más extensos, pero menos numerosos. En lo que respecta a la nieve caída y al aforo de los ríos cordilleranos, Chile queda incomparablemente privilegiado.

Más al sur, con alturas más bajas, hay en verano precipitaciones abundantes de nieve húmeda, que el viento no puede llevarse. Por otra parte, la Cordillera es tan baja del lado oriental como del occidental. Por fin, el tiempo es mucho más nublado, y el efecto del sol, que favorece la glaciación del lado oriental, desaparece. Los glaciares orientales y occidentales se vuelven de la misma importancia en la región de los lagos, en el Osorno o el Tronador, por ejemplo.

Aún más al sur, los grandes glaciares se encuentran todos al oeste de la Cordillera. Tal es el caso, como veremos, en el Hielo Patagónico Norte o en el San Lorenzo. En la Cordillera Darwin, de Tierra del Fuego, hay espesos glaciares hasta las cumbres del lado suroeste, expuesto al viento, mientras que con fuerte pendiente, la roca aparece del lado a sotavento.

12 1. 4. *Características de los principales glaciares.* Al computar cuáles son los mayores glaciares de la región central, nos topamos con una dificultad de definición. Cuando varios glaciares confluyen en una sola lengua, se los cuenta como un solo glaciar (v. g.: el Glaciar del Río Plomo). Pero, a menudo ocurre lo contrario: una misma zona de alimentación da nacimiento a varias lenguas, y lo contaremos también como un solo glaciar, salvo en el caso de los glaciares del macizo del Palomo, que tienen características alpinas, y para los cuales es posible dividir la zona de alimentación en varias hoyas (en la planilla a continuación, van indicados por un asterisco).

Nombre del glaciar	Superficie (km²)		Longitud en proyección horizontal	Altitud (m)	
	total	recubierta		Máxima	Mínima
Tunuyán	74	24,5	20,2 km	6500	3500
Del Río Plomo . . .	73,3	2,6	16.7 "	6110	3165

Nombre del glaciar	Superficie (km²) total	recubierta	Longitud en proyección horizontal	Altitud (m) Máxima	Mínima
Marmolejo este - Nieves Negras (II lenguas)	66,0	7,2	9,3 km	6050	2680
* De los Cipreses . .	44,4	0,9	11,5 "	4400	1920
Mesón San Juan (4 lenguas)	30,9	0	7,5 "	6000	3800
* Universidad	28,8	0	11,6 "	4600	2280
Tunpungato N. E. (2 lenguas)	27,8	10,8	6,7 "	6550	4100
Juncal sur	26,4	0,1	15,0 "	5700	2950
De las Vacas	22,5	0	7,0 "	5400	3600
Cachapoal	21,9	13,2	12,3 "	5000	2400
Escondido (de los Leones oeste	21,8	9,7	8,0 "	5000	3600
Del Azufre y Tupungatito (2 lenguas) . .	21,3	0	7,8 "	6000	3400
Olivares Alfa (2 lenguas)	21,2	3,4	8,6 "	4900	3650
De Gussfeldt	16,8	0	8,3 "	5400	3900
Tinguiririca (4 lenguas)	16,7	0,9	6,8 "	4400	3100
* Cortaderal	16,4	0,6	11,0 "	4850	2700
* del Palomo Norte . .	16,2	0	10,7 "	4400	2450
Olivares Gamma . . .	15,6	0,0	7,2 "	5025	3550
Marmolejo oeste (3 lenguas)	14,7	0	8,0 "	6000	3200
Olivares Beta (5 lenguas)	14,5	1,0	6,4 "	4900	3650
del Museo	14,0	1,0	7,8 "	5550	3200
Loma Larga-Cortaderas	11,9	2,7	8,2 "	5350	3050
Esmeralda	10,4	0,0	5,0 "	5400	3700
Bello	10,0	1,0	6,7 "	5100	3600
Padrones	9,3	0	5,5 "	4900	2800
del Barroso (chileno) .	8,7	0,9	5,8 "	4900	3300
de las Lágrimas, oeste .	8,7	1,2	5,0 "	3700	2700
Don Manuel	8,4	0	5,2 "	4000	2850
Horcones superior . .	8,4	0	4,3 "	5400	4100
Juncal norte	8,1	0,0	7,6 "	6100	3000

12. 2. *CARACTERES DE LOS GLACIARES SANTIAGUINOS Y CUYANOS*

12. 2. 1. *Modo de alimentación.* Los penitentes no son únicamente un capricho de la naturaleza, molesto para los andinistas. Contribuyen eficazmente a la alimentación de los glaciares. Según hemos visto en 4. 2. 5., en medio del día, hasta con aire templado, las láminas se mantienen por debajo de cero, mientras que los surcos están en franca fusión. El agua de fusión, al penetrar dentro

de las láminas por capilaridad, se recongela. La intensa recongelación transforma rápidamente la nieve en hielo. Hasta una muy gran altura la nieve se transforma enteramente en hielo durante la temporada seca. Los neveros pueden ser por consiguiente muy reducidos o hasta a veces inexistentes.

Tal es el caso para los Glaciares Olivares. Examinamos los Glaciares Alfa y Beta a mediados de marzo 1952 y a fines de enero 1953. Los años 1951 y 1952 habían sido normales en cuanto a la precipitación total (323 y 335 mm en Santiago). Ambas veces sólo quedaban unos manchones de neviza en la parte superior, por encima de 4700 m (foto 65). La alimentación de los Glaciares Olivares se hace, pues, exclusivamente por recongelación.

Una año normal esta alimentación es débil y el balance francamente negativo. Entre 1932 y 1952, según veremos, la superficie de estos glaciares bajó de metro a metro y medio por año, en promedio. (Durante esa época sólo 1941 fué excepcionalmente húmedo). Los glaciares tienen un balance fuertemente positivo los años excepcionalmente húmedos, lo que les permite sobrevivir. Después del año excepcionalmente húmedo 1953 se observaron a baja altura en la región manchones de neviza y más alto campos de penitentes de nieve que sobrevivieron a la temporada seca. Incluso se formaron dos pequeñas masas de hielo, heleros en miniatura, en el Portezuelo de La Copa (3800 L.), a sotavento. Cuando hemos dicho anteriormente que la línea de equlibrio de los glaciares se hallaba a 4300-4400 m de altitud en la parte oeste del Nudo del Nevado Juncal, nos referíamos al promedio de todos los años. Podemos mejorar este esquema diciendo que la línea de equilibrio está por los 4600 m los años normales, pero baja por debajo de 3800 m los años excepcionalmente húmedos.

12. 2. 2. *Temperatura de los glaciares.* El débil espesor de los neveros no llega a proteger el hielo del frío invernal, y los glaciares están sin duda por debajo cero todo el año. Son *glaciares fríos* en el sentido de LAGALLY.

Una prueba de ello es la frecuencia con que se observan lagunitas sobreglaciales, de superficie helada la mayor parte del tiempo, y *grietas llenas de agua* de fusión, la cual no puede abrirse un camino hacia el lecho, pues se hiela al alcanzar cierta profundidad. Hemos observado tales grietas con agua sobre el Glaciar Olivares Beta, hacia 4300 m, en la parte recubierta del pequeño glaciar de la Rinconada (falda norte de La Paloma), hacia 4150 m, y sobre todo el Glaciar Escondido, que baja del Alto del Potrero Escondido y da nacimiento (con el Glaciar de los Leones) al Río de los Leones. Allí, hacia 4150 m también, permanecía en enero 1955 la gran grieta transversal llena de agua en donde se ahogó, en diciembre 1953, S. MARCHESONI. Durante las inútiles tentativas de rescate del cuerpo del desdichado andinista se comprobó que la grieta tenía 33 m de profundidad, llenándola el agua hasta 8 m del borde.

Aún en la zona de ablación no debe circular mucha agua en el seno de los glaciares de los Andes Centrales, o entre el glaciar y su lecho de roca. Los molinos glaciales son muy poco frecuentes y conocemos tan sólo dos ejemplos: en el frente del Glaciar Juncal Sur, a escasamente 3000 m de altura, y en la parte chilena del Glaciar Nieves Negras, a más o menos la misma altitud.

Foto 65: Zona de alimentación del Glaciar Olivares Alfa, en marzo, 1952 (año normal). El nevero es casi inexistente, pero hay alimentación por recongelación.

No sólo el hielo de los glaciares es más frío que el de los glaciares alpinos (que está a 0°C), sino también el aire alrededor. Comparemos dos de las regiones más húmedas de los Alpes y de los Andes Centrales: el Oberland Bernés y el Nudo del Nevado Juncal, en su vertiente chilena, a la línea de equilibrio de los glaciares:

	Oberland	Nevado Juncal (lado chileno)
Más alta cumbre de la región:	4275 m	6110 m
Altitud de la línea de equilibrio:	2700 m	4400 m
A esa altitud:		
Temperatura promedia:	0°	−4,8°
Temp. promedia en verano:	3,5°	−1°
Precipitación sólida (igual a la ablación neta):	182 cm de agua	125 cm de agua
Precipitación líquida:	43 cm	0
Altitud promedia del frente de los 7 mayores glaciares:	1580 m	3380 m

Según se ha expuesto en 5. 2. 3. y 9. 2. 3., la temperatura en el seno del glaciar depende mucho del monto de las precipitaciones.

12. 2. 3. *Caudal y velocidad.* Los glaciares de los Andes Centrales, si bien están erizados de penitentes de hielo, tienen poquísimas grietas y seracs, si se comparan con los glaciares de más al sur, de tipo alpino o alaskiano. Ello prueba que su velocidad es muy reducida. Lo atribuímos a dos causas: 1) hielo más frío; 2) menor variación de la precipitación sólida con la altura, y por consiguiente menor cantidad de hielo que debe ser llevada hacia las regiones inferiores, es decir menor caudal.

Sobre el espesor de los glaciares andinos no se tiene ningún dato. Uno de los más espesos, por su tamaño y débil pendiente, debe ser el Glaciar Juncal sur: de lo expuesto en 7. 2. 1. y 7. 2. 2. se deduce que en su parte más ancha, posiblemente sobrepase los 400 m de espesor.

A pesar de su débil caudal, los glaciares de los Andes Centrales llegan relativamente muy bajo, unos 1000 m más abajo de la línea de equilibrio muchas veces. Se debe sin duda a la fuerte cubierta de nieve de los valles cordilleranos, abultada por la nieve que el viento barrió de las cumbres. Es posible también que la ablación crezca poco mientras el glaciar no alcanza la isoterma 0°. Poco influye lo encajonado de los valles, pues lo compensa una gran altura meridiana del sol. En cambio el abundante material morénico que suele recubrir su parte baja lo protege eficazmente de una fusión rápida.

12. 2. 4. *Los circos glaciales.* El mayor englaciamiento de las faldas orientales causa una disimetría en la erosión glacial, ya notada por Reichert (1929). Un ejemplo notable lo constituye la parte superior del Nevado del Plomo (6050 H.). Del lado oriental, encima de las caídas glaciales que ocurren entre

4500 y 5000 m, la pendiente es cóncava con circos glaciales bien marcados. Del lado oriental, encima de 4500 m, la pendiente es uniforme, con sólo un muy débil nicho cerca de la cumbre, ocupado por un pequeño manchón de hielo.

La erosión de los glaciares actuales es sin embargo muy débil, porque tienen un caudal muy pequeño. Los glaciares en las laderas de las montañas ocupan circos poco profundos. Cuando hay una rimaya, se halla en general muy cerca de la cumbre (en el Alto del Potrero Escondido o en el Cerro Negro del Olivares, por ejemplo).

A veces ni siquiera se puede hablar de circo glacial y el glaciar cubre una pendiente más o menos uniforme. Tal es el caso para los pequeños glaciares occidentales en las faldas de los volcanes, o en el Cerro Plomo (5430 R.). Estos glaciares empiezan varias decenas de metros debajo de la cumbre, con una delgada capa de hielo que emerge de por debajo de los escombros. Es un hielo sumamente compacto, liso y resbaladizo, por haber sido pulido por el viento blanco.

Hay, sin embargo, en muchos lugares de la Alta Cordillera signos de una intensa erosión glacial: grandes y profundos circos glaciales como los que rodean el Nevado Juncal, espolones truncados a la junción de dos glaciares como la Loma Rabona, en el Gran Salto del Olivares. Así como los umbrales glaciales de los valles cordilleranos, provienen de las grandes glaciaciones cuaternarias. ¿Por qué no son generales estas formas? Es por cierto que intervienen condiciones morfológicas favorables: Por ejemplo el gran circo glacial al norte del Nevado Juncal se halla al cruce de dos cordones montañosos, de dos líneas de resistencia del complejo porfirítico. Pero suponemos también que ha habido después de la época glacial fases de profundo receso glacial, durante las cuales la mayoría de los glaciares desaparecieron, y muchas formas glaciales fueron borradas, sepultadas bajo los escombros.

A más baja altura, la planicie precordillerana, cuyas cumbres oscilan alrededor de 4000 m, está cubierta de circos glaciales colindantes, separados por filos rocosos. Lo que se considera clásicamente como paisaje glacial tipo, lo encontramos aquí por debajo de la línea de equilibrio de los glaciares los años normales. Ello no quiere decir que estos circos sean de la época glaciaria, de cuando una extensa capa de hielo cubría toda la precordillera: pensamos que se han formado en épocas más recientes, e inclusive algunos siguen profundizándose hoy día, pues aún los ocupan glaciares subterráneos y glaciares de piedras. Conforme a lo expuesto en 8. 3., la erosión glacial se hace sobre todo en la margen glacial, sede de frecuentes glaciaciones y desglaciaciones sucesivas.

12. 2. 5. *Ubicación de la zona de alimentación.* Ya hemos señalado los glaciares que nacen en las faldas de los conos volcánicos, unos centenares de metros por debajo de la cumbre (no se trata, pues, de un casquete de hielo cubriendo la cumbre como en los volcanes del sur o en las montañas ecuatoriales). La pequeña depresión que aparece en la pendiente (no se puede aún llamarla circo) y quizás también la formación de penitentes de hielo, permiten a la nieve de mantenerse a pesar del viento: el glaciar se acrecenta una vez iniciado.

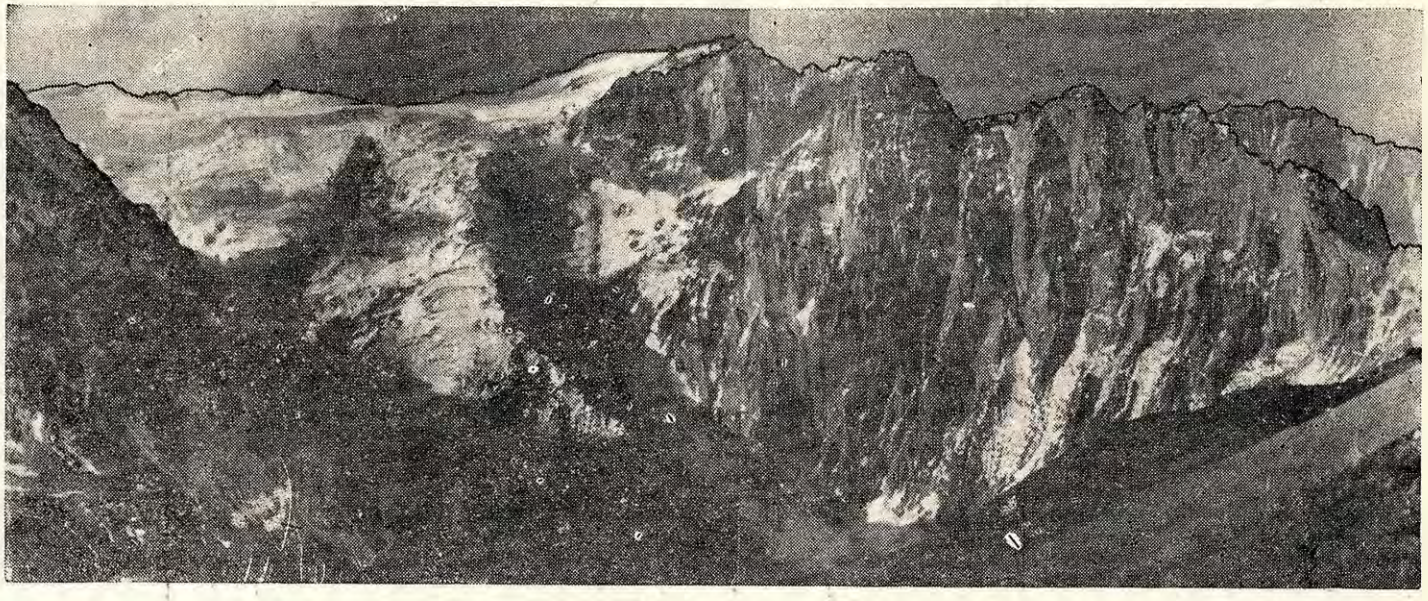


Foto 66: Picos del Barroso, vertiente sur, en donde nace el Glaciar del Cachapoal.

La zona de alimentación puede cubrir toda la ladera de una montaña, el glaciar prolongándose luego por un glaciar de valle. Un buen ejemplo lo constituye el glaciar de unos 12 km de largo que cubre toda la vertiente S. E. del Mercedario, extendiéndose luego por el Valle Colorado (OSTROVSKI, 1954, p. 96).

Las altas mesetas basálticas de suave declive entre los Volcanes Tupungatito y San José constituyen extensas zonas de alimentación de glaciares. Cada uno se devierte por varias lenguas glaciales de fuerte pendiente hacia los valles circundantes. Es en particular imposible distinguir varias cuencas de alimentación en el extenso ventisquero que cubre todo el lado sur del Volcán San José, enviando una lengua hacia el Río Colina, tres lenguas secundarias al Estero de la Engorda y tres lenguas al lado argentino (foto de S. KRUCKEL, en KURTZ, 1948). Al conjunto llamaremos con RISO PATRÓN *Glaciar Nieves Negras*. Ciertos andinistas han propuesto llamar Nieves Negras únicamente la corriente de hielo más meridional del lado argentino, que desagua en Arroyo Nieves Negras, y *Glaciar Terrazas* la que desagua en el Río Colina. Pero esta última ha sido ya mencionada varias veces en la literatura internacional bajo el nombre de Nieves Negras.

La vertiente sureste del Marmolejo, sobre 9 km de ancho, es también un solo ventisquero, de donde fluyen 5 lenguas glaciales, la más al sur juntándose con la más al norte del Glaciar Nieves Negras. A pesar de disponer de fotografías tomadas por L. KRAHL desde las cumbres del Marmolejo, del San José y del Cerro Castillo, no hemos podido establecer si la lengua más al norte desagua en el Arroyo Barroso (al sur), como figura en la Carta "Topográfica" Argentina, o en el Arroyo Los Plomos (al este), como lo dibuja GROEBER (1951).

En el caso más frecuente los glaciares no nacen en las partes altas de las montañas, sino en sus faldas y en altos valles entre ellas, fenómeno ya observado por VON KLEBELSBERG en el Tien Chan. Tal es el caso para el Glaciar Tunuyán, que nace en la falda sur del Tupungato, en un lugar de débil pendiente, encajonado entre el cordón fronterizo y el Cordón del Portillo. Pero el mejor ejemplo lo constituyen los Glaciares Olivares (foto 65) y Juncal Sur, que estudiaremos luego más detenidamente.

Queda, por fin, el importante caso de los glaciares reconstituídos (§ 7. 3. 8.), en general recubiertos en su mayor parte por una morena de ablación. El mejor ejemplo lo constituye el gran glaciar colgante de la faz sur de los Picos del Barroso (foto 66), que se reconstituye para formar el glaciar cubierto del Cachapoal (foto 67). Otro ejemplo existe en la ribera derecha del Glaciar Tunuyán, es decir, la falda oriental del Nevado Bravard (lugar llamado El Circo, en el mapa de KLATT y FICKENSCHER).

12. 2. 6. *Los frentes.* En los Andes de Santiago, los grandes glaciares del lado chileno bajan más abajo de 3600 m, y por consiguiente, no presentan penitentes de hielo en su parte baja. Incluso la fusión llega a ser muy abundante, lo que forma arroyos sobreglaciales y molinos. En cambio, los pequeños glaciares y casi todos los de la vertiente argentina no alcanzan 3800 m, y tienen penitentes de hielo hasta en su frente. El arroyo que sale de ellos es entonces muy poco caudaloso o hasta intermitente.

En ambos casos una importante morena de ablación suele recubrir la parte baja. Los más notables glaciares cubiertos son el de Tunuyán en su parte baja, y el Cachapoal (véase 8. 2. 2.). Este último, ya en el límite sur de los Andes de Santiago, tiene su parte cubierta entre 3000 y 2400 m. Merced a esta baja altitud, el agua líquida es abundante, se ven numerosas coladas de barro en su superficie y sale de su frente un ya caudaloso río (foto 67). (Es verdad que este río es en parte sólo una resurgencia del arroyo que viene de la vega de los Peuquenes, al pie del Paso Molina). En la margen del glaciar, en donde la cobertura morénica es más espesa, se notan algunos comienzos de estructuración periglacial.

En el caso general, el frente es más alto y la estructuración periglacial de la morena de ablación importante. El glaciar cubierto suele prolongarse por un glaciar de rocas (§ 8. 5. 6.), y no se sabe exactamente en dónde acaba el hielo.

12. 2. 7. *Clasificación.* Si utilizamos la clasificación en 8 tipos, introducida en 5. 5., basada en el clima y la alimentación, los glaciares de Santiago y de Cuyo son del *tipo subtropical o tukestánico.* Resumiremos lo dicho anteriormente, distinguiendo, en el interior de este tipo subtropical, 7 formas principales:

1) Glaciares de pendiente. Pendiente más o menos uniforme, y vecina de 35%. Ejemplos: Glaciares del Cerro Plomo, pequeños glaciares occidentales de los volcanes.

2) Glaciares de meseta y de pendiente. Zona de alimentación de pendiente débil, y varias lenguas glaciares más inclinadas (pendiente promedia del conjunto: unos 30%. Ejemplos: Nevado de los Piuquenes, Glaciar Olivares Beta.

3) Glaciares de pendiente y de valle. El glaciar cubre toda la pendiente uniforme de un cerro, prolongándose en el valle por una pendiente menor. Pendiente promedia del conjunto: unos 25%. Ejemplos: Glaciar S. E. del Mercedario, Glaciar Escondido.

4) Glaciares de circo y de valle (forma alpina). Forma general cóncava, con caídas glaciales. Pendiente promedia: unos 20%. Ejemplos: Glaciar Juncal Norte, Glaciar Loma Larga.

5) Glaciares en valles altos. Pendiente bastante uniforme de unos 15%. Ejemplos: Glaciar Tunuyán, Glaciar Olivares Alfa.

6) Glaciares reconstituídos y cubiertos. Ejemplos: Glaciar del Cachapoal, Glaciar Colgante (N. E.), del Juncal (cuya parte superior es un circo).

7) Glaciares subterráneos. Muy pequeños glaciares por debajo de la línea general de equilibrio de los glaciares, enteramente cubiertos, pero con alimentación. Véase 8. 2. 3.

12. 3. *RETROCESOS Y AVANCES DE GLACIARES EN EL NUDO DEL NEVADO JUNCAL*

12. 3. 1. *Breve descripción orográfica.* Como la mayor parte de los Andes chilenos centrales, el Nudo del Nevado Juncal está constituído en su parte chi-

Foto 67: Nacimientos del Río Cachapoal. El hielo del glaciar cubierto aparece en oscuro.

Foto 68: Acantilado de hielo al pie del Cerro Negro del Olivares, en enero 1953. Se notan estratos de impurezas, los unos preturbados por la formación de penitentes, los otros no.

lena exclusivamente por lavas ácidas: porfiritas de granos visibles, pero sin fenocristales. Se las atribuye al cretáceo, pues más al este (en el Polleras y el Alto Yeso), están entreveradas de capas calizas muy ricas en fósiles del cretáceo inferior. La potencia de esas capas porfiritas es de más de 3000 m, y su estratificación horizontal, salvo en la parte S. E., en donde caen hacia el este, para pasar a ser verticales en el Cerro Tronco.

En su parte chilena, el Nudo del Nevado Juncal comprende esencialmente una alta meseta rectangular de 21 x 8 km, alargada en el sentido N E - S O, de altura oscilando entre 3600 y 4600 m, con dos baluartes en sus extremidades: el Nevado Juncal al N. E., y el Grupo del Cerro Plomo al S. O. Esta alta meseta está casi enteramente cubierta por cinco grandes ventisqueros: el Glaciar Escondido que fluye hacia el norte, los tres glaciares Olivares y el Glaciar Juncal sur, que fluyen hacia el sur. Estos ventisqueros son complemente inaccesibles en invierno. En verano se puede ascender, únicamente a pie, al Glaciar Escondido por el Cajón de los Leones o el Cajón Barriga; al Olivares Gamma, por el mismo Cajón Barriga; al Olivares Beta por una canaleta al sur del Cerro Negro; al Olivares Alfa por otra canaleta que parte del pequeño glaciar de la Rinconada, al pie de nuestro observatorio del Infiernillo; y al Glaciar Juncal Sur, por el Gran Salto del Olivares (véase 10. 4. 6.).

La Alta Meseta se adivina en la vertiente argentina del cordón limítrofe (Cordillera Ferrosa): constituye los pisos de los circos glaciales superiores. Más abajo, a lo largo de la Cordillera Ferrosa, corre el Glaciar del Río Plomo, de pendiente bastante uniforme entre 4800 y 3000 m, admirablemente cartografiado por HELBLING (1919) y REICHERT (1929). Más al este el Cordón y el Valle Chorrillos tienen una estructura geológica más complicada (véase GROEBER, 1951), y no existe aún de ellos un levantamiento cualquiera.

12. 3. 2. *Los Glaciares Olivares.* Ya hemos hablado repetidas veces de estos extensos glaciares, desprovistos de nevero los años normales (§ 12. 2. 1.). Las fotos que tomamos desde el Cerro Barrentin en 1952 y 53, las que tomó BAZÁN desde las cumbres de la Sierra Blanca en 1951 y las que tomó KRAHL desde el Cerro Esmeralda el mismo año muestran que hay tres glaciares netamente distintos (mapa fig. 39):

1) *Glaciar Olivares Alfa.* Nace hacia 4800 m al pie del Cerro Altar y de la Sierra Esmeralda (foto 65), y corre hacia el N. E. Un brazo se vertía en otros tiempos hacia el Río Blanco, hoy día reducido a un gran glaciar de rocas. Del acantilado de hielo que queda, "cicatriz" de ese antiguo brazo, no se desprende serac alguno.

En la ribera izquierda del Glaciar Alfa, separado por una morena encaramada, se halla un glaciar segundario yuxtapuesto, completamente independiente, como lo muestran las grandes grietas transversales, que forman dos sistemas independientes en ambos glaciares (foto 69). Lo llamaremos *Glaciar Olivares Alfa Prima.*

2) *Glaciar Olivares Beta.* Yace más alto que el anterior, dirigiendo hacia él cuatro brazos segundarios, mientras que su corriente principal corre hacia el S. E. En otros tiempos un brazo bajaba también desde el Portezuelo 4600 L. al sur del Cerro Negro hacia el oeste, hasta el fondo del valle del Río

Blanco del Juncal (3600 m). Hoy día toda la parte baja se ha reducido a un glaciar de rocas, y la parte alta, entre 4600 y 4200 m, a la lengua inclinada (pendiente de unos 35°) llamada impropiamente Ventisquero Colgante del Cerro Negro (fotos 19 y 35).

En este *Glaciar del Cerro Negro* se pueden hacer dos notables observaciones:

a) En sus capas inferiores el hielo presenta numerosas vetas de tierra, al par que una estructura laminada, con plegamientos y formas de escurrimiento. Según se ha explicado en 8. 2. 5., el glaciar al avanzar se ha sobrepuesto a un glaciar de escombros, laminándolo.

b) A su nacimiento a 4600 m, existe un acantilado glacial que no había sufrido alteración alguna entre 1952 y 1953, lo que demuestra que el hielo está allí inmóvil y confirma que los años normales como 1952 la línea de equilibrio se halla por los 4600 m. En este acantilado se ven estratos de impurezas, los unos alterados por la formación de penitentes, los otros no (foto 68). Estos últimos corresponden a años excepcionalmente húmedos, en que el balance del glaciar fué altamente favorable.

3) *Glaciar Olivares Gamma*. De forma más sencilla, se extiende entre la Sierra Blanca y el anterior, del cual lo separa una estrecha loma. Corre hacia el sur y alcanza, en sólo la mitad de su frente, un acantilado rocoso que proponemos bautizar del nombre del andinista que por primera vez llegó a él y lo describió: *Salto Píderit*.

12. 3. 3. *El retroceso de los Glaciares Olivares*. En la ribera sur, una *trim line* muy nítida muestra la altura alcanzada por los hielos en una época reciente (probablemente durante el último siglo, según lo que se sabe de otras partes del mundo). La superficie de los Glaciares Olivares estaba entonces de 100 a 150 m más alto que ahora: todos los Glaciares Olivares formaban un solo glaciar, que llegaba hasta el Gran Salto.

Las primeras observaciones hechas son de Febrero 1935 cuando KRUCKEL, al ascender el Cerro Risopatrón, toma una excelente fotografía de estos glaciares. En ella se ve el Glaciar Beta mucho más extendido que ahora: sólo lo separa una delgada morena del Glaciar Gamma, y ambos saltan juntos el Salto Píderit. En 1943 C. PÍDERIT bajó desde el Portezuelo del Cerro Negro sobre la morena entre los Glaciares Alfa y Alfa Prima, alcanzando el salto por el cual se despeña aún el Glaciar Beta. Es por consiguiente tan sólo durante los últimos diez años que el Glaciar Beta ha retrocedido de más de 1 km. Sólo en glaciares de Groenlandia o de Patagonia, cuyo frente flota sobre el mar, se han registrado retrocesos más rápidos. Por estar muy poco escalonados en altitud, los glaciares Olivares son muy sensibles a toda variación del clima.

BARRERA, que había visitado la zona en 1935 y 38, impugnó la existencia de dos glaciares distintos Alfa y Beta anunciada por PÍDERIT. Es muy posible que el retroceso del Glaciar Alfa, que lo separó del Glaciar Beta, haya ocurrido entre 1938 y 1943. En realidad se trata, más que de retroceso, de estagnación y desaparición debajo de una importante morena de ablación. El Glaciar Alfa se prolonga en su parte baja, posiblemente hasta el contacto con el Glaciar Beta, por un glaciar cubierto con numerosas lagunitas sobreglaciales, entre

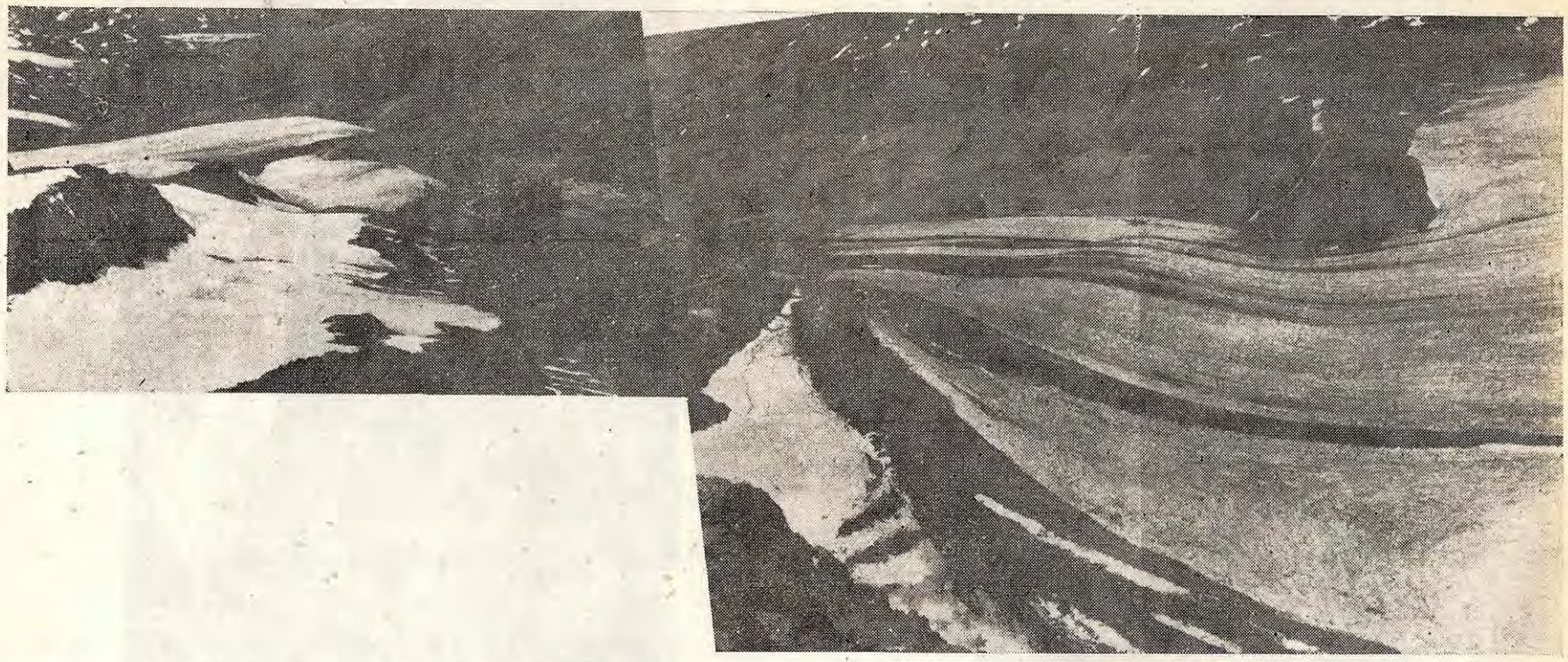


Foto 69: Frente de los Glaciares Olivares, vistos desde el Cerro Barrentín, 4695 L. A la derecha el Glaciar Alfa, con, en primer plano, el Glaciar Alfa Prima, yuxtapuesto. En la ribera derecha, una masa de hielo estagnante, cortada de la zona de alimentación por un acantilado. Encima de este acantilado, en una laguna de sobreprofundización, nace el Río Olivares.

Sigue un glaciar cubierto con lagunitas hasta la lengua del Glaciar Beta. Detrás el Glaciar Gamma, y en el fondo, la Loma Rabona, que remata en un gran acantilado (un espolón truncado), encima del Gran Salto del Olivares.

Foto 70: Glaciar Juncal sur y vertiente este de la Sierra Blanca. A la extremidad izquierda: Cerro Picarte.

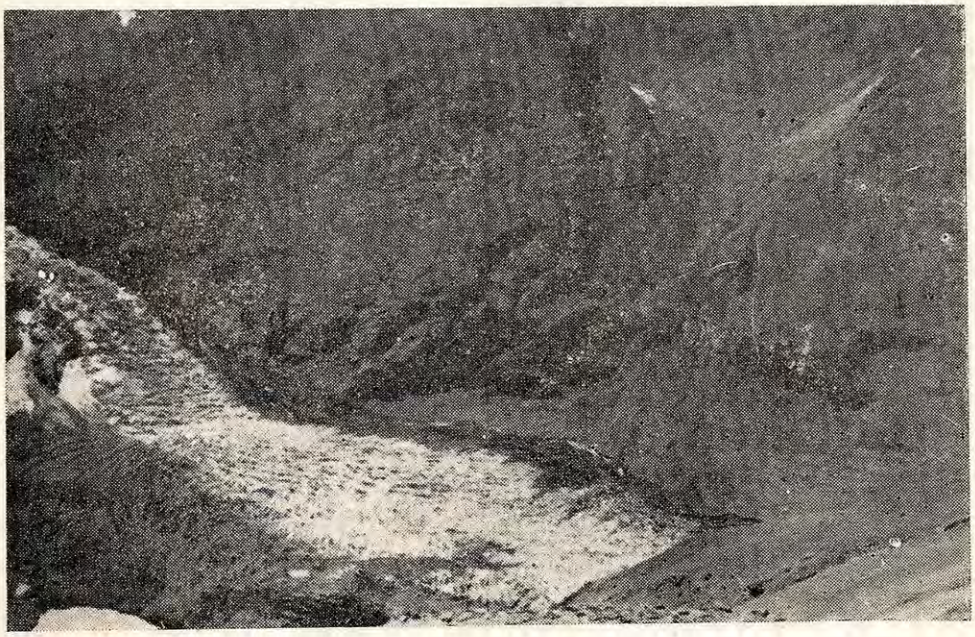


Foto 71: El frente del Glaciar Juncal sur en enero 1950 (foto Luis KRAHL).

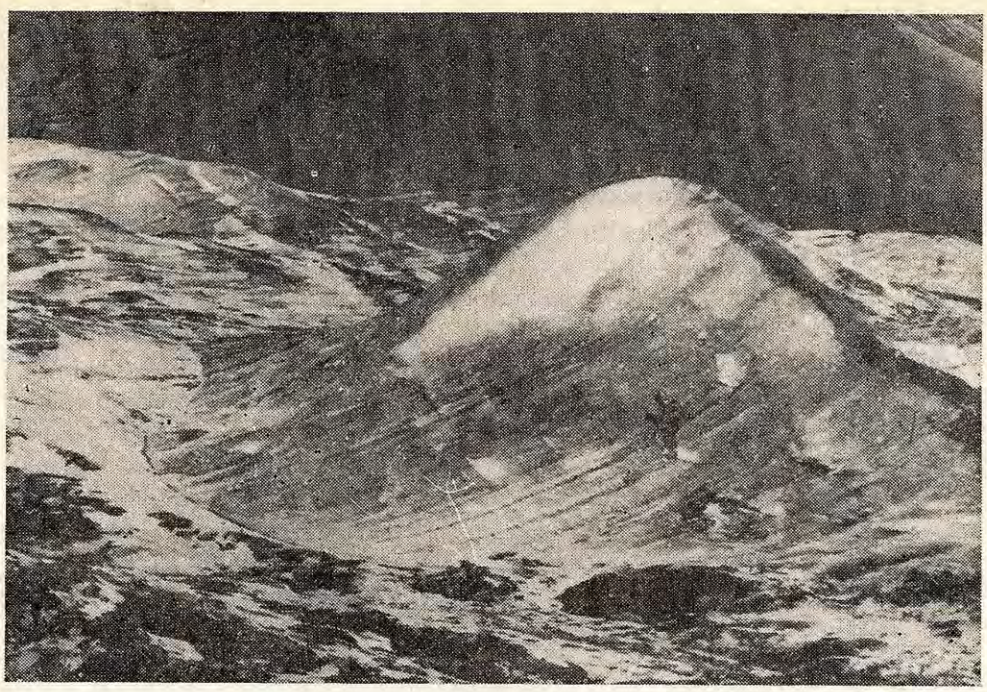


Foto 72: Frente del Glaciar Juncal sur, en marzo, 1953, parte central: nótense las hojas azules que emergen hacia adelante. Un andinista da la escala.

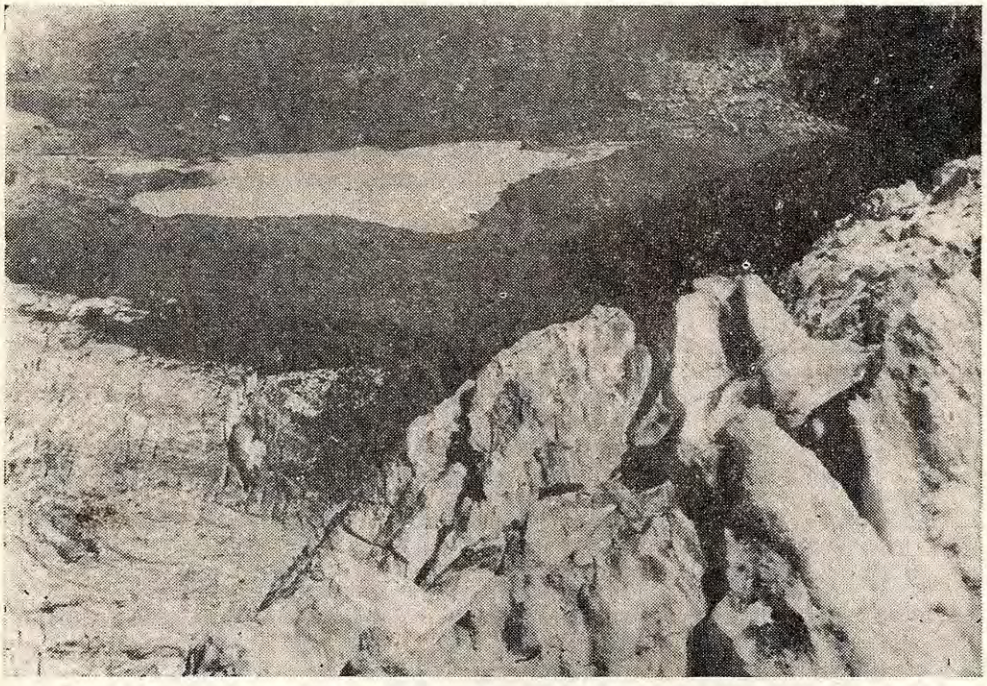


Foto 73: Vista parcial del frente del Glaciar Juncal Sur. Al límite de la morena de ablación, grietas circulares debidas al derrumbe de una gruta subglacial. En el fondo, rebalse del Río Olivares.

las cuales corre el Río Olivares. En nuestra telefoto 69 se nota distintamente el hielo que aparece en el tajo hecho por el río.

Al bajar el nivel del Glaciar Alfa ha aparecido en la ribera derecha (sur) un acantilado de rocas, encima del cual en una laguna de sobreprofundización, nace el Río Olivares. Al pie del acantilado yace cerca de medio km² de hielo muerto, es decir cortado de su zona de alimentación, pero aún descubierto. El Río Olivares corre por su margen y forma otra laguna en su frente. Luego cruza el hielo muerto cubierto, pasa por debajo del frente del Glaciar Beta, para ir a despeñarse en los dos saltos sucesivos.

Con la disminución del Glaciar Olivares Beta, el Glaciar del Cerro Negro ha dejado de ser alimentado y se mengua rápidamente. Entre 1938 y 1955 su lado izquierdo ha retrocedido de 51% y su lado derecho, mejor resguardado del sol, de 8%, pasando a ser el frente más bajo (véase foto 35). Entre enero 1953 y febrero 1955 este último ha retrocedido de otros 8%, o sea de unos 30 m al año. Se trata de un glaciar muerto, pero no inmóvil, pues, merced a la fuerte pendiente, la velocidad cerca del frente fué de unos 4 a 4,5 m al año entre esas dos fechas.

12. 3. 4. *Glaciar Juncal Sur.* Este glaciar, el más largo de Chile fuera de Patagonia, comprende:

a) Un circo muy encajonado entre el Nevado Juncal (cumbre sur, 5910 H) y el Juncal Chico (5720 L.). En la parel sur del Nevado Juncal (más de 1000 m de desnivel) existe un pequeño glaciar colgante; la pared norte del Juncal Chico es totalmente desconocida.

b) Dos extensos glaciares de valle alto, el uno prolongando el anterior, el otro que viene de la vertiente oriental de la Sierra Blanca (foto 70). Constituyen las 8/10 del Glaciar Juncal Sur, y en donde se juntan forman una imponente sábana de hielo que recordaría la "Concordia Platz" del Glaciar de Aletsch de no ser sus gigantescos e infranqueables penitentes de hielo.

c) Una caída glacial con un caos de seracs, entre 3500 y 3000 m.

d) Un pequeño glaciar pedemontano de 1 km², en el circo llamado *Gran Salto del Olivares.*

Estas dos últimas partes no existían anteriormente a la gran crecida de 1947, cuyo origen hemos discutido en 9. 3. 3. (atribuyéndolo a la vez a la serie de años húmedos 1898-1905, y a la sequedad de los años ulteriores que permitió al hielo aumentar de temperatura). En 1950 el glaciar pedemontano era aún activo, estando surcado por numerosísimas grietas (foto 71). En 1953 todas las grietas habían desaparecido (foto 72), salvo en un lugar en donde el derrumbamiento de la bóveda de una gruta subglacial había producido grietas circulares (foto 73). Al mismo tiempo había aparecido una importante morena de ablación en la parte periférica.

La crecida, al cortar el Río Olivares, había formado una lagunita. Progresando la fase de retroceso, ésta se vació en 1954. El examen del acantilado de hielo alrededor de la lagunita nos mostró una estructura muy laminada, con vetas de impurezas muy vecinas (foto 74). *Rubbings* del hielo nos mostraron una estructura en general heterogénea del hielo, cristalitos de 1-2 cm de diámetro estando mezclados con cristalitos de pocos mm de diámetro.

12. 3. 5. *Glaciar del Río Plomo.* Este es el único glaciar de los Andes Centrales compuesto de numerosos brazos. Tiene en consecuencia numerosas morenas longitudinales, cuidadosamente anotadas por HELBLING en su mapa. Se compone de cuatro glaciares principales:

1) *El Glaciar Alto del Río Plomo* (Ventisquero Alto de HELBLING), que nace en el Alto del Río Blanco (Cerro Alto de HELBLING), y se divide en dos brazos, el uno corriendo hacia Chile, el otro hacia Argentina. La frontera pasa por consiguiente en medio del glaciar, y no por los Cerros León Blanco y León Negro de la ribera occidental, como lo dibuja HELBLING.

2) *El Glaciar Bajo del Río Plomo,* que se sobrepone al anterior sobre más de 3 km.

3) *El Glaciar Oriental del Juncal Nº 2,* que se yuxtapone al Glaciar Alto sobre sus 3 últimos km.

4) *El Glaciar Oriental del Juncal Nº 1,* que recibe tres corrientes de hielo desde el Nevado del Plomo. Alcanza los glaciares del Río Plomo en su último kilómetro, cuando ya están todos cubiertos.

Estos glaciares están en retroceso (GROEBER, 1951), pero no se sabe en qué proporciones.

Dos kilómetros más abajo del Glaciar del Río Plomo llega el *Glaciar S. E. del Nevado del Plomo,* cuya crecida, al cortar el valle del Río Plomo, formó un tranque natural, origen de la catástrofe de 1934.

12. 3. 6. *Glaciar Colgante (N. E.) del Juncal.* Este glaciar ocupa un circo glacial (foto 52). Ha sufrido un importante retroceso que dejó su frente colgante y provocó un derrumbe en 1951 (§ 9. 3. 1.). Hoy día debajo de su frente colgante existe un cono de deyección, de hielo recubierto, con terracitas este-oeste, análogas a peldaños de una escalera, que prolongaron, sin duda, al formarse penitentes de nieve. Sigue un glaciar de rocas de 1 km de largo.

Lindando con él, al este, hemos notado la huella de un glaciar desaparecido (morena periférica), un glaciar subterráneo (o de rocas joven) con sólo principios de estructuración periglacial, y por fin, al pie del Cerro Mono Verde, un glaciar subterráneo con hielo abundante, rico en burbujas de aire, y segmentado por 4 grietas transversales (foto 36).

12. 3. 7. *Glaciar Juncal Norte.* Este glaciar, bien visible cuando se cruza la Cordillera en avión por encima del Paso de la Cumbre, es indicado en algunas geografías escolares como siendo el mayor glaciar de la región central: en realidad es sólo el trigésimo, el vigésimo segundo de los chilenos. Pero es uno de los más notables por su forma alpina, fuerte pendiente y grandes grietas.

Después de una caída glacial en una estrecha canaleta, corre a ángulo recto en un valle poco inclinado. De él nace el Río Juncal, llamado más abajo Río Aconcagua. (Pero la mayor parte de las aguas viene, por el Estero Monos de Agua, del Glaciar Alto del Río Plomo). El frente del glaciar tiene poquísimo material morénico y no ha sensiblemente retrocedido desde el año 1942 (foto de PFENNIGER), lo que se debe a su gran despliegue en altitud, que lo hace ser poco sensible a las variaciones de clima.

Sobrevolando el glaciar el 21 de diciembre de 1952, noté en la lengua

Foto 74: Frente del Glaciar Jnncal Sur, parte periférica. Acantilado de hielo mostrando las **vetas de impurezas.**

Foto 75: Glaciar de los Cipreses visto desde el Cerro Portillo o Alto de los Arrieros, 4986 C. Foto Federico MARMILLOD.

ojivas distanciadas de unos 400 m, pero al visitar el lugar el 3 de abril de 1953, no conseguí verlas. De tratarse de cheurrones anuales, la velocidad en la caída glacial alcanzaría el muy elevado valor de 400 m al año.

12. 4. *EL MACIZO DEL PALOMO*
(Mapa fig. 50)

12. 4. 1. *Orografía.* Según BRUGGEN (1950): "la peneplanicie (terciaria) de 3000 m termina con una falda de falla rectilínea que corre desde la fundición de Caletones (ferrocarril de Rancagua a Sewell) en dirección aproximadamente S. S. E. y también atraviesa el curso andino del Cachapoal. Ella separa, al sur de este río, una serie de pequeños cerros antepuestos". Así, con una falla de la cual no hay prueba alguna (KLOHN, comunicación verbal), este autor borró del mapa el macizo de los Andes Centrales más interesante quizás, pero aún más desconocido. Se trata del intrincado nudo de montañas extensamente englaciado ubicado entre los ríos Cachapoal y Tinguiririca cuya cumbre más elevada es el Cerro Portillo o Alto de los Arrieros, 4986 C (véase 10. 6. 7.). Lo llamaremos *Macizo del Palomo* por ser en este cerro, apenas menos elevado (4850 R., confirmado por nuestras mediciones), que nacen los cuatro mayores glaciares de la zona, de 10 a 12 km de largo.

En realidad la peneplanicie prosigue en este macizo, estrictamente al sur de Caletones y hasta más al oeste. Luego bajando a 2500 y 2000 m sigue la peneplanicie hasta Patagonia, como salta a la vista en el perfil fig. 40. Lo que ocurre es que llegamos a una región más húmeda, en donde hay hoy día glaciares alpinos de fuerte caudal, y en donde hubo una muy extensa glaciación que disecó profundamente la peneplanicie, despejando grandes y profundos valles.

Al oeste del macizo, los valles del Río Cipreses y del Río Portillo, separados por el Portillo de los Punzones, forman una gran depresión norte-sur, entre dos sierras: al oeste de la *Sierra de los Punzones* que culmina en el Alto de la Planchada (3538 C), en el Alto del Pelambre 3943 C, y en La Peineta o El Montserrat (3910 L). Al este, una sierra de 35 km de largo, que culmina en el Alto de los Arrieros, 4986 C. Proponemos llamar esta sierra (que ECHEVERRÍA llamó erróneamente Sierra de los Punzones en el relato de sus ascensiones) *Sierra del Brujo,* por el nombre de su cumbre más conocida. En su parte media esta sierra tiene un gran boquete por donde sale el gran Glaciar de los Cipreses.

La Sierra de los Punzones es de porfirita, pero la Sierra del Brujo es casi enteramente de granodiorita. La granodiorita se extiende hasta la frontera y, junto con la fuerte glaciación, da al paisaje un aspecto que recuerda algo los más célebres lugares de los Alpes franceses.

En medio de esta zona granítica, el *Cerro Palomo* 4850 R es sin duda un volcán apagado, cuyas capas de lavas aparecen cortadas por la erosión del lado este y noreste. KLOHN encontró rocas volcánicas recientes a su pie. Se inserta en la misma recta que ocupan los volcanes Tinguiririca, Fray Carlos, Alto del Padre (volcán según KLOHN), Planchón, Peteroa, Descabezado, etc. Su forma cónica contrasta con las afiladas cuchillas que bajan del Alto de los Arrieros.

Damos en la fig. 50 un mapa esquemático que completa la Carta Prelimi-

nar y corrige algunos errores. En particular el Glaciar de los Cipreses tiene un brazo que viene directamente del Alto de los Arrieros, por un profundo valle sur-norte no figurado en la Carta Preliminar (foto 75). Por otra parte el principal afluente del Río del Azufre, afluente en el cual se debe ver el verdadero origen del Río Tinguiririca (si no se hubiese, como siempre, dado preferencia a los afluentes que corren de este a oeste y conducen a pasos fronterizos), es llamado por los pobladores de la zona Río San José, como ya lo señaló RISOPATRÓN, y no Río San Andrés, como figura en los mapas oficiales.

12. 4. 2. *Glaciología.* Según hemos visto las precipitaciones en esta región aumentan bruscamente, al par que los veranos son menos secos. En invierno la nieve se mantiene a 1500 m, o sea a mil metros más bajo que frente a Santiago, y la mitad de las precipitaciones en el Espinalillo (a la altitud de San José de Maipo) son nevadas.

La línea de equilibrio de los glaciares baja a 3300 m. Los ventisqueros toman caracteres alpinos, formándose en circos bien caracterizados, con neveros que perduran todo el año, muy abundantes grietas y seracs, y fuertes caudales. Los penitentes son escasos, totalmente ausentes en la zona de ablación, que tiene una superficie bastante regular y es apta a ser recorrida a pie.

Al este de la Sierra del Brujo se extiende un gran glaciar que da nacimiento al Río San José, y que propongo llamar *Glaciar Universidad,* pues su tercer cruce y primer estudio científico lo hice en febrero-marzo 1956, con dos estudiantes de la Universidad de Chile (foto 26). Entre 1945, fecha del levantamiento trimetrogon, y 1956 este glaciar ha retrocedido de 1 km y su nivel bajado considerablemente. Posteriormente al año 1949 (visita de BACHMANN y ECHEVERRÍA), una lagunita que existía al este del frente ha desaparecido, pero otra ha aparecido en el frente mismo, del lado oeste.

El Glaciar Universidad tiene dos brazos, el uno que proviene del Volcán Palomo a través de un portezuelo 3830 L y de un cordón innominado al poniente de este portezuelo, el otro que proviene del Alto de los Arrieros. En 1945 los dos brazos eran casi de una misma importancia; ambos tenían una caída con un caos de seracs, y más abajo cheurrones anuales. Estos cheurrones indicaban una velocidad de 140 m/año en el centro del brazo occidental, y 110 m/año en el centro del brazo oriental. La morena medial entre los dos brazos alcanzaba el frente. Hoy día el brazo oriental se ha vuelto mucho menos caudaloso, sus seracs han casi completamente desaparecido, y no se notan más cheurrones en él. La morena medial es empujada hacia el este por el brazo occidental siempre tan caudaloso, y no alcanza el frente.

En 1956, el brazo occidental presenta numerosas grietas de desgarramiento transversales (§ 7. 3. 2.). Hay de dos tipos:

1) La mayoría están inclinadas de unos 20° sobre la vertical hacia adelante, y recortan según un ángulo de 30 a 40° las hojas azules. No presentan en su interior material morénico alguno, salvo una en medio de la zona de ablación que encierra una capa de tierra de 1 cm, y otra, muy cerca del frente. Esta última encierra una espesa capa (5 a 30 cm) de arena y piedras muy redondeadas, que ha producido una muy curiosa morena transversal de 1 a 4 m de alto, parecida a la que WARD (1952) encontró en el Barnes Ice Cap

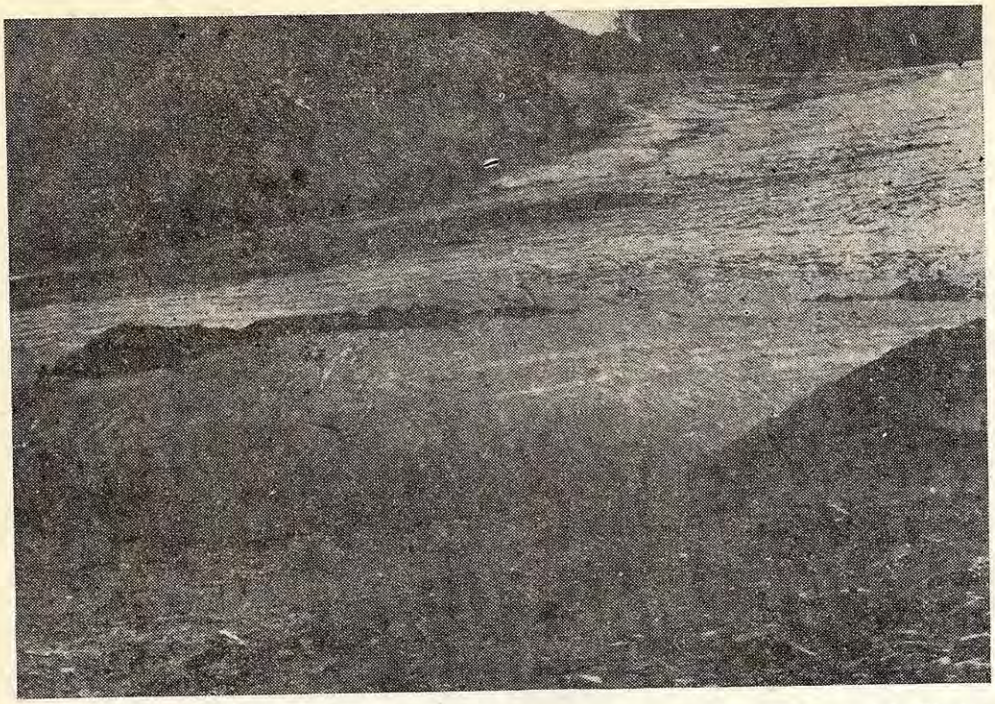


Foto 76: Acarreo fluvioglacial en forma de morena transversal en el frente del Glaciar Universidad (Andes de San Fernando).

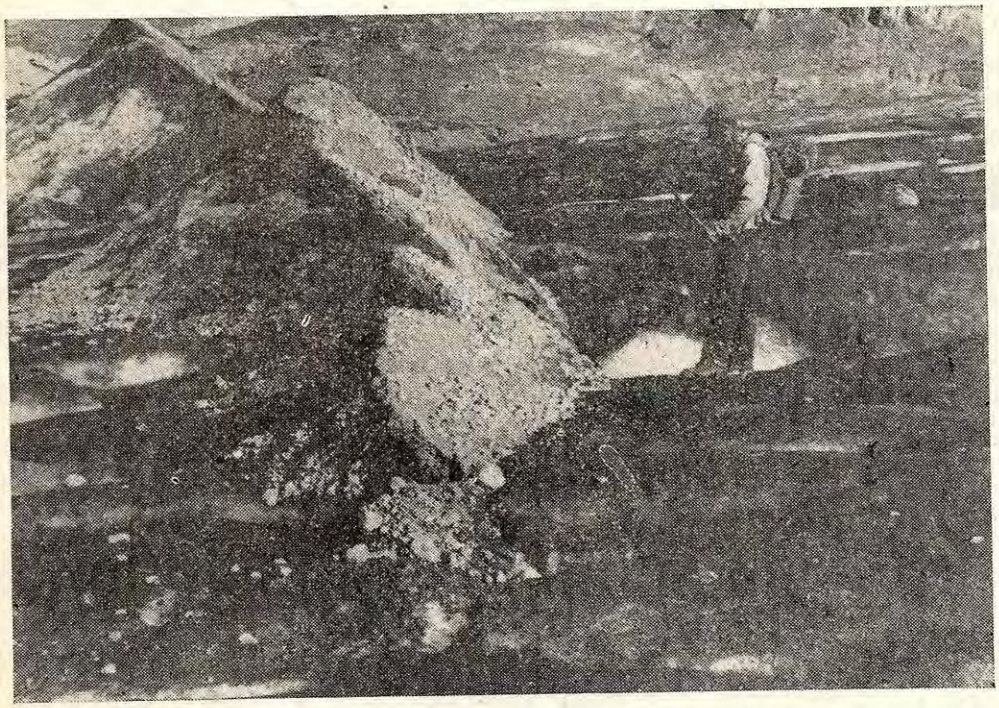


Foto 77: Detalle de la morena transversal anterior. El acarreo fluvial emerge de una grieta, hoy día obturada.

(fotos 76 y 77). El hecho que las piedras sean tan redondeadas, y que grieta y morena estén interrumpidas en el medio sobre unos 120 m, parece demostrar que en este caso no se trata de material arrancado al lecho, como lo supone WARD, sino de una antigua grieta transversal, que no alcanzó nunca el lecho y se rellenó con acarreos fluviales. Pensamos que todas esas grietas de desgarramiento deben ser también antiguas grietas transversales, cerradas e inclinadas hacia adelante por el movimiento del glaciar, y que han sido la sede de un desgarramiento ulterior.

2) En algunos puntos del mismo frente se ven grietas de desgarramiento llenas de tierra y de piedras redondeadas, que emergen hacia adelante según un ángulo muy agudo, haciendo sólo un ángulo de 10 a 15° con la horizontal (foto 42). En este caso sí que parece tratarse de material arrancado al lecho.

Es notable que a pesar de estar el Glaciar Universidad en retroceso, su frente esté recubierto sólo muy localmente, en ambos lados y en el medio, hecho que recuerda los glaciares alpinos. En los lados las piedras son esquinadas. En el medio hay alrededor de una hectárea recubierta por arena y cantos rodados, parecidos a los que forman la morena transversal mencionada anteriormente.

12. 4. 3. *Perspectivas turísticas.* El acceso a esta zona puede hacerse por las carreteras que siguen los Ríos Cachapoal y Tinguiririca, ambas abiertas de noviembre a abril y con servicio de autobuses, y luego en un día de mula, pero esta zona no se halla actualmente abierta al turismo. Pertenece casi enteramente a las Haciendas Chacayes y Sierra Nevada por el norte, a don Luis Gandarillas por el sur, y sus dueños han debido prohibir la libre entrada a causa de las depredaciones que se cometían.

Es de esperar que esta hermosa región, a pocas horas de automóvil de la capital, se abra un día al turismo, y que entretanto sus bellezas, su flora en particular, sean resguardadas. En ella el andinista que no desee subir encima de 5000 m, sino hacer bellas escaladas sobre roca firme, frente a un soberbio panorama, encontrará la más apropiada región de los Andes Centrales. En las inmediaciones, al turista le deleitarán las hermosas praderas, con agua a profusión, y un sinnúmero de flores y mariposas cordilleranas, los bosques de maitenes, cipreses, maquis y otros árboles autóctonos, las fuentes minerales de la Vida y del Patrón, las Termas del Azufre y el Volcán Tinguiririca (4130 L), con sus fumarolas y solfataras.

Capítulo XIII

LOS ANDES PATAGONICOS: CLIMA Y EXPLORACION.

13. 1. *PATAGONIA SEPTENTRIONAL*

13. 1. 1. *La región de los Lagos.* Haremos empezar la Patagonia hacia 39° lat. S., en donde empiezan, con el Lago Alumine, los grandes lagos pedemontanos. Yendo hacia el sur, entre 38° y 39° la temperatura promedia del año baja de 2°C, al par que las precipitaciones en la parte occidental de la Cordillera empiezan, desde el Llaima, a sobrepasar los 5 metros anuales. Las nieves eternas bajan rápidamente de 2500 a 2000 m. Numerosos glaciares aislados aparecen, en general, formando casquetes en las cumbres de los volcanes, al oeste del cordón fronterizo. En el cordón fronterizo, menos alto y más seco, hay solamente algunos pequeños glaciares de circo, por ejemplo en el Cerro Crespo (2273 m, 40°27' lat. S.).

Los glaciares son muy agrietados, y de tipo netamente alpino por su alimentación. Las morenas son abundantes por tratarse de material volcánico blando, renovado con frecuencia por las erupciones.

13. 1. 2. *Lanín.* El Volcán Lanín se halla en el filo fronterizo, pero su considerable altura (3774 m) no lo hace diferir mucho de los volcanes más al oeste, como el Llaima o el Villarrica. Es un volcán apagado, sin cráter, cuya cumbre misma está desprovista de hielo (DE LA MOTTE, febrero 1933), o con medio metro de nieve dura (NEUMEYER, febrero 1950). Alrededor se halla un casquete de hielo que baja de 1200 m en el lado sur, 90 m en el lado norte, en donde termina por un acantilado de hielo de 30 m.

Del casquete se desprenden dos glaciares, el uno hacia el noroeste que alcanza 1800 m, el otro hacia el sur que alcanza 1500 m de altitud (KUHN, en 1918). Existía otro hacia el norte en 1897, que se cortó en 1909 de su parte superior (HAUTHAL). En 1918 sólo quedaba de la parte inferior una pequeña masa de hielo aislada.

KUHN fija a 1800-2000 m la línea de las nieves perennes. Pero DE LA MOTTE, durante la primera ascensión el 9 de febrero de 1933, por el lado noreste, encontró a 2100 m solamente el primer manchón de nieve. Actualmente las nieves eternas deben hallarse a 2200 m por lo menos.

El 20 de febrero de 1950 NEUMEYER encontró penitentes de 1 a 1,50 m de alto hacia 3630 m, en la vertiente NNE. En la cumbre observó olas este-oeste. Estas olas las hemos observado personalmente entre las dos cumbres del Llaima, en septiembre: eran debidas a la espesa costra de viento roída por un violento puelche de este más que a la irradiación solar. Es posible que ciertos

años y en ciertos lugares privilegiados la irradiación solar transforme estos *skavlers* en penitentes.

13. 1. 3. *Tronador.* El Tronador (foto 79) es una alta meseta de traquitos en forma de *croissant* que remata en tres cumbres: la Chilena o Pico Matteoda (3470 C?) la internacional o Pico Anón, la más alta (3554 A), y el Pico Argentino (3320, FINÓ). Debajo de los pináculos sommitales, salvo al noroeste, la pendiente es débil hasta la periferia de la meseta (unos 1300 m). Está ente-

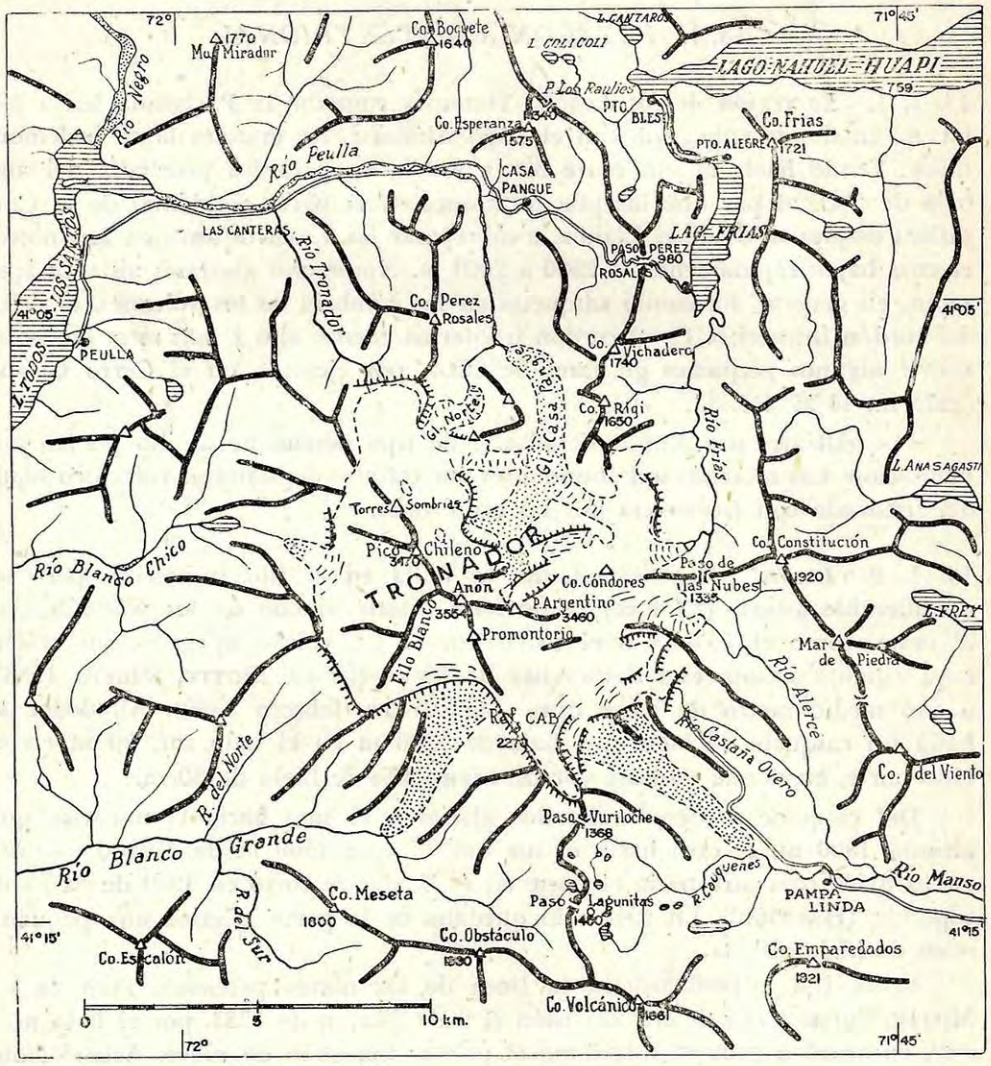


Fig. 51: Mapa esquemático del Tronador.

ramente recubierto por un glaciar, que se despeña por unas diez lenguas distintas, siendo las principales (véase nuestro mapa esquemático fig. 51):

Al N. E. el *Glaciar Frías* que baja hasta 825 m. De un portón de hielo nace el Río Frías, que atraviesa un terreno pantanoso para echarse en la

Foto 78: El Volcán Llaima y sus araucarias bajo la nieve, en septiembre.

Foto 79: Tronador visto desde el este, en febrero.

Laguna Frías (790 m). (Antiguamente era Río Frío y Laguna Fría. Frías es el nombre de un administrador de Parques Nacionales).

Al S. E. el *Glaciar del Río Manso,* glaciar regenerado y recubierto que baja en el Valle de los Vuriloches hasta más o menos 1000 m. Es muy fácilmente accesible por carretera.

Al S. O. el *Glaciar del Río Blanco Grande,* recubierto en su parte baja, y que alcanza 700 m más o menos.

Al O. el *Glaciar del Río Blanco Chico,* por cuya parte alta se intentaron las primeras ascensiones del Tronador, pero sobre cuyo frente no se tiene ningún dato. Quizás, recubierto, alcance la laguna que se halla a 600 m más o menos.

Al N. los *Glaciares Norte* y *Casa Pangue,* que dan nacimiento al Río Peulla. Este último se extiende al pie de altísimos acantilados, dominados por glaciares colgantes, que forman la parte cóncava del *croissant.* Los seracs que caen allí con horrible estrépito han dado su nombre a la montaña. En el valle se forma un glaciar regenerado y muy cubierto, en cuyo frente (que alcanzaba 370 m de altitud en 1911) llega a crecer una vegetación de arbustos. Los dos glaciares han sufrido un fuerte retroceso desde 1911.

Las nieves eternas en el Tronador se hallan a 1800 m del lado argentino y a 1500 m del lado chileno.

El Pico Principal del Tronador fué ascendido por primera vez el 29 de enero de 1934, por Germán Claussen. Anteriormente había habido numerosos reconocimientos y tentativas, desde las de Reichert en 1911. (Véase Finó, 1950).

13. 1. 4. *Nacimientos del Río Puelo, etc.,* (mapa fig. 52). El levantamiento aéreo de Chile ha hecho descubrir numerosos glaciares al sur del seno de Reloncaví, inaccesibles en medio de la densa maraña de vegetación, torrentes correntosos y pantanos.

Así por 42º lat. S. un gran glaciar de 8 km de largo baja desde una serranía de 2100 m hacia el oeste, acabando hacia 700 m de altura (la línea de nieves eternas está por 1300 m). Da nacimiento al Río Blanco que se echa en el Canal Hornopiren. Reichert vió este glaciar desde la cumbre del Cerro Yate y, por confundirse con un segundo plano, pensó que venía del Cordón del Pico Alto, 15 km más al sur.

El Cordón del Pico Alto (2435 C.) se extiende de oeste a este, entre el Canal Comau y el Lago Puelo. Su vertiente norte, chilena, es prácticamente desconocida. Su vertiende sur ha sido explorada por el Dr. Venzano, convirtiéndose en un gran centro de andinismo, merced a las buenas comunicaciones existentes entre Bariloche y el Lago Puelo. El límite de las nieves perennes se halla hacia 1700 m. El Río Esperanza (o Alerzal) norte, proviene de un glaciar de unos 6 km de largo, que acaba en una lagunita a 800 m de altura. Más al oeste, otro gran ventisquero, de dimensiones análogas, da nacimiento al Río Turbio Primero.

Un poco más al sur, ya en la hoya del Río Futaleufu, el *Cerro Torrecillas,* se alza a 2133 m al borde del Lago Menéndez (42º36' lat. S.). En su lado oriental tiene un glaciar de circo que acaba en 1400 m en un acantilado. Los 9 co-

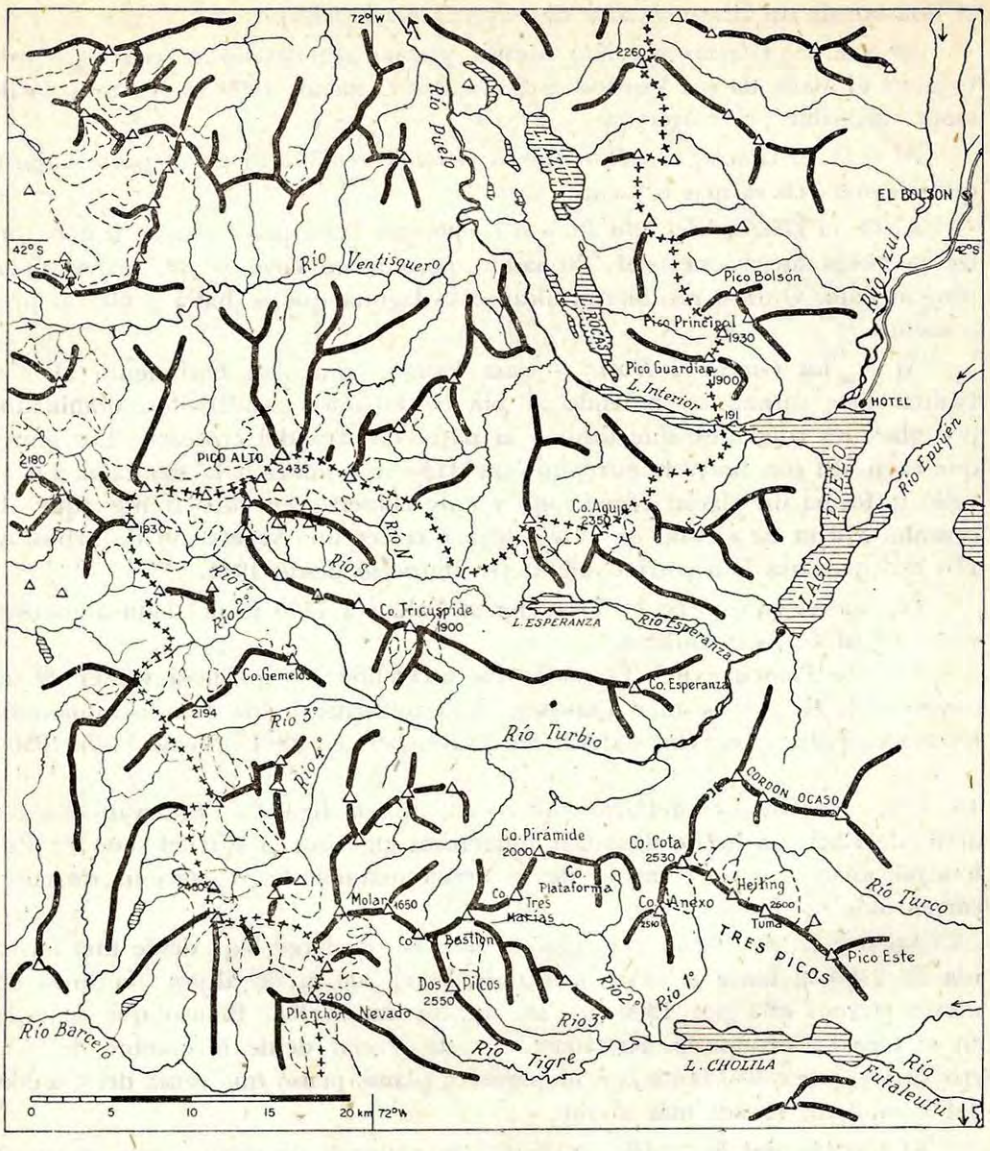


Fig. 52: Mapa esquemático de los nacimientos de los ríos Puelo y Futaleufú.

nos de alud al pie del acantilado forman un glaciar recubierto de 1 km que acaba en una lagunita a 780 m de altura (COLQUI y MADEJSKI, 1952).

13. 1. 5. *Chiloé Continental y parte norte de Aisén.* Los glaciares de esta región son casi exclusivamente conocidos por las fotos aéreas que sirvieron a establecer la Carta Preliminar. Desgraciadamente, fueron tomadas en invierno y muchos glaciares ocultos bajo la nieve, no han sido figurados en la Carta. Por ejemplo, los glaciares que rodean los volcanes *Corcovado* y *Macá,* únicos cerros ascendidos en esa región.

Existen en pleno territorio chileno, tres grandes casquetes nevados, altas mesetas englaciadas de 40 a 100 km² con varias lenguas glaciares de hasta 10 km de largo, y bajando hasta 700 m, es decir análogas al Tronador. Son los volcanes (?) *Michinmávida* (2470 C., 2481 en la Carta Preliminar, por 42°48' lat. S.); *Yanteles* (2042 C., 43° 29' lat. S.), y *Melimoyu* (2400 m, 44° 05' lat. S.). El primero se halla a unos 25 km del Pacífico. Más al oeste, a solamente 8 km de la costa, la Carta Preliminar señala un cráter en el Cordón Chaitén, en línea recta con los volcanes Calbuco, Hornopirén, Huequi, Corcovado, Yanteles, cráter que apenas sobrepasa 1000 m (la cota 2470 de la Carta Preliminar no cuadra con las curvas de nivel). Quizás haya que atribuir a ese cráter y no a la cumbre englaciada 2470 las erupciones de 1742 y 1835.

Más alejados del mar de Chiloé existen cordones norte-sur en los cuales abundan los glaciares de tipo alpino. Los dos cordones más importantes se extienden de 43° 15' a 43° 35' lat. S., (cumbre más alta: 2408 m), y de 44°15' a 44° 33' lat. S., (cumbre más alta: 2255 m). Cada uno tiene 15 glaciares figurados en la Carta Preliminar. En el primer cordón, el glaciar más importante (8 km de largo), corre hacia el S. O., y termina a 295 m. de altitud. En el segundo, el glaciar más importante (14 km de largo), corre hacia el norte, mientras que otro que corre hacia el S. O., se acerca a menos de 1 km del mar y baja hasta menos de 100 m. de altitud (latitud: 44° 28').

13. 2. *LA EXPLORACION DE PATAGONIA MERIDIONAL Y TIERRA DEL FUEGO*

13. 2. 1. *Rasgos generales de la región: el viento.* Al sur de Puerto Aisén, y con excepción del valle transversal del río Baker, los Andes Patagónicos se vuelven totalmente englaciados e infranqueables, como lo muestra nuestro mapa, fig. 53, en el cual los glaciares actuales han sido figurados en negro. El rumbo general es de norte a sur hasta la Península Muñoz Gamero, la parte occidental de la Isla Riesco y, franqueando el Estrecho de Magallanes, la isla Santa Inés. Luego, el rumbo tuerce a E. S. E., hacia la cordillera Darwin, de Tierra del Fuego. El rico territorio chileno de Magallanes queda así cortado del resto de Chile por vía terrestre.

Entre ambos lados de la Cordillera hay un solo punto común: la permanencia y violencia de los vientos de *oeste y noroeste,* durante la mayor parte del año. He aquí algunas observaciones hechas en enero 1952, en la zona del Fitz-Roy, por el autor:

"...Hubo 4 días sin viento en todo un mes. En el valle del río Eléctrico, abierto a los vientos de oeste, hubo muchos días, según la Expedición Argentina al Hielo Continental, un fondo continuo de 100 km/hora, con ráfagas de 180 km/hora. En las cumbres era quizás peor: en la silla del Fitz-Roy, un lugar donde en general no se podía permanecer de pie, resultó imposible vivir en una gruta con abertura al oeste, a causa de las bruscas compresiones producidas por las ráfagas de viento. Aún en puntos abrigados de los ventisqueros, dos carpas de altura experimentadas en el Himalaya fueron destruídas, y los campamentos altos tuvieron que estar todos instalados en grutas en el hielo...

"El viento produce al pasar sobre las crestas un ronquido tan fuerte como el de un tren expreso. En el Fitz-Roy, la ascensión del aire y el enfriamiento consiguiente producen nubes, penachos de vapores, que no se mantienen a la altura del picacho, a sotavento, sino que suben con remolinos, llevados por la inercia, asemejando el Fitz-Roy a un volcán, sobre todo cuando este penacho de vapores está iluminado por detrás al ocaso... Con viento más fuerte se forma un hilo de vapores, como el humo de un cigarrillo, a la salida de la canaleta entre la cumbre y el hombro sur. De vez en cuando de la Silla se desprende un rodillo horizontal de nubes".

El *viento de noroeste* es más templado y sólo trae chubascos. En verano provoca una fusión rápida de la nieve y la crecida de los ríos. El *viento de oeste* es más frío y trae las grandes precipitaciones.

Los escasos días sin viento son anunciados por un débil *viento del sur,* y un alza del barómetro. Las fuertes bajas del barómetro no indican especialmente las fuertes lluvias, sino la inminencia de vientos fuertes.

Los vientos disminuyen en otoño, y desaparecen de mayo a agosto, hecho bien conocido por los marinos (el invierno es la mejor estación del año para doblar el Cabo de Hornos), pero que no han tenido en cuenta los andinistas. Parece ser el invierno la mejor época para el andinismo en Patagonia, siempre que el acceso al pie de los cerros sea posible.

13. 2. 2. *Rasgos generales: precipitaciones y vegetación.* La diferencia en las precipitaciones entre ambos lados de la Cordillera es asombrosa: más de 7 m al año en el canal Trinidad, y sólo 85 cm en el valle del río de las Vueltas, 10 km al este del Fitz-Roy; 2,9 m (300 días de lluvia al año) en las Islas Evangelistas, y sólo 44 cm en Punta Arenas. Al oeste tenemos una de las regiones más lluviosas del mundo, al este, la estepa.

La temperatura de la costa Pacífica es fresca, pero nunca muy fría, y sus oscilaciones pequeñas (promedio: 4°, en julio; 9°, en enero). En cambio, la Pampa Patagónica tiene un clima menos suave, con fuertes heladas en invierno y días calurosos en verano (promedio: 0° en julio; 15° en enero; datos de ALMEYDA ARROYO. La diferencia es menor, y el clima más oceánico en la zona del Estrecho de Magallanes, aunque se halle al Este de la Cordillera, por ser ésta más baja.

La vegetación espontánea de la pampa consiste esencialmente en matas espinosas y coirón. Acercándose a la Cordillera, en lugares más húmedos y resguardados del viento, existían extensos bosques de lenga (nothofagus pumilio), de los cuales quedan aún notables porciones. En contraste con los bosques de Patagonia septentrional, no existe aquí la temible quila (pequeño bambú), y sólo los troncos caídos pueden dificultar el paso. Hay, por otra parte, numerosas estancias dedicadas a la crianza de ovejas, pero que, protegiéndose del viento por cortinas de árboles y mediante la irrigación, hacen crecer toda clase de frutas y hortalizas.

Contrastando con esos paisajes sonrientes la costa y sus islas, cuando no es de roca desnuda barida por el viento, está cubierta por una infranqueable selva virgen. Escuchemos a DARWIN, tratando de alcanzar un divisadero en la Isla de Chiloé, a través de la *"rain forest"*:

"En vano tratamos de alcanzar la cumbre: la selva era tan impenetrable que quien no la ha visto no puede imaginarse una masa tan enmarañada de troncos muertos y moribundos. Estoy seguro que a veces, durante más de diez minutos nuestros pies no tocaban el suelo, sino que se hallaban a tres o cinco metros por encima, tanto, que los marineros por diversión pedían la sonda. A otros momentos nos arrastrábamos unos tras otros sobre las manos y las rodillas, por debajo de los troncos podridos. Más nos parecíamos, entonces, a peces luchando en una red que a otro animal. Finalmente abandonamos la tentativa, desesperados".

En el Fiordo Kelly, la expedición Nordenskjold demoró tres días para recorrer cinco kilómetros. Al extremo sur, la foresta es menos desarrollada, y sobre 600 m desaparece, pero los musgos, turberas y pantanos, impiden caminar. Véase De Agostini, 1929 (travesía del Lago Fagnano a Ushuiaia). Otro excelente relato, lo hace Saint-Loup (1951), quien exploró la Isla Santa Inés:

"Aplastados por nuestras cargas, ascendemos una montaña líquida. Hay que asegurar cada zancada con el "¡pluf!" de una bota que se sumerge en un humus diluído, formado por musgos putrefactos. Suben entonces a la superficie burbujas que se escapan de esa gelatina tembladora y sanguinolenta...

"¡El campo base se está hundiendo! Cada día se extiende sobre el suelo una espesa capa de ramas de fucsia magallánica y de haya antártica. A la noche, el agua mana bajo las suelas. Al amanecer, alcanza la pala de las botas. ¡Agradable bañera para dormir! Echado el día siguiente del desembarco entre dos carpas, un camino de leños ha desaparecido. ¡Todo será inundado, por poco que venga una gran marea! Las galletas de mar ya sólo forman una papilla infame. Todos los exploradores del archipiélago han recalcado la imposibilidad de encontrar un suelo firme entre el agua y la montaña. Habría que emprender la ascensión directamente desde el barco".

Sobre los hielos patagónicos, otro gran obstáculo a la exploración, además del viento y de las nevadas, lo constituye la *niebla*. Con viento templado y húmedo del norte, es corriente ver todos los campos de hielo y cumbres recubiertos por una capa uniforme de niebla, aun cuando a poca altura por encima el día es despejado y espléndido. Esto se debe al enfriamiento del aire húmedo por la superficie del glaciar.

13. 2. 3. *La exploración del lado occidental.* La intrincada red de canales y fiordos sin pareja en el mundo que se extiende al sur del Golfo de Penas, ha sido explorada por generaciones de marinos desde la histórica travesía de Magallanes (5 a 27 de noviembre de 1520). La navegación por esos canales es peligrosísima, tanto por los infinitos escollos como por las ráfagas huracanadas o *williwaws*.

"Los vientos del NW y del SW, que en la zona oriental, a pesar de su gran potencia, mantienen más o menos la misma intensidad, en la zona occidental del archipiélago tienen direcciones casi opuestas, pues son desviados en su curso por la distinta orientación de las montañas que flanquean los canales. La característica de estos vientos son las ráfagas que acompañan a los temporales (chubascos, cerrazones) de una violencia indecible y de breve duración, los cuales, descendiendo de los valles y montañas con formidable estruen-

do, son acompañados, a veces, por una descarga de nevisca que obscurece el horizonte, y por trombas de agua pulverizada que el viento arrastra vertiginosamente sobre las aguas. Algunas veces estas ráfagas... son tan extraordinariamente violentas, rápidas y fulminantes, que destruyen a su paso cuanto no sea de una solidez absoluta". (DE AGOSTINI).

Así como la mayor parte de los Andes ha sido explorada por mineros anónimos, pero sin que quede constancia de ello, los cazadores de lobos marinos son los que más han recorrido los canales magallánicos, pero no podemos considerarlos aquí como exploradores. Entre las más notables exploraciones, señalemos las de los españoles Juan Ladrillero (1557-58), y Pedro Sarmiento de Gamboa (1579-80); de los ingleses, Roberto Fitz-Roy (1830-36) y Ricardo Mayne (1866-69); de los chilenos Juan Williams (1843), Enrique Simpson (1870-75) y Mariano Latorre (1877-79). Todas estas expediciones fueron hechas por marinos, que no penetraban en el interior de las tierras. Sus objetivos eran buscar canales y fondeaderos, y en general, se desinteresaron de los fiordos que penetran profundamente en la Cordillera, llenos de témpanos y hasta, a veces, (el Fiordo Falcón, por ejemplo), por una verdadera banquisa.

En 1892-1902, Hans STEFFEN, profesor en la Universidad de Chile, exploró extensamente la Patagonia Septentrional, y, en la zona que nos interesa, los valles de los ríos Baker y Pascua.

En enero 1921, REICHERT, con Fritzsche, Gusinde, Hicken y el peón chileno Llan-llan, trató de alcanzar el San Valentín, por el Glaciar San Rafael. El mismo verano, NORDENSKJOLD, exploró el Glaciar San Tadeo, vecino, partiendo del fiordo Kelly (PALLIN, 1933). REICHERT, con los dos hermanos Ihl, E. Hoffmann y Arturo Grosse, hizo un nuevo intento al San Valentín, por el oeste, en marzo 1940. G. Alig, Hermann Hess, E. Hoffmann y Jorge Mani, hicieron otra tentativa por esa ruta, en enero 1942, construyendo una casilla refugio a medio camino (HESS, 1942). El San Valentín, fué finalmente alcanzado el 18 de diciembre 1952, por una expedición del Club Andino Bariloche, integrada por Dinko Bertoncelj, Gregorio Esquerra, Birger Lantschner, Otto Meiling, Juan Neumeyer, Toncek Pangerc y Carlos Sonntag (CAB, 1954).

En 1930, el Padre DE AGOSTINI recorrió los fiordos Eyre y Falcón, ya reconocido anteriormente por Francisco Cortés Ojeda, segundo de Juan Ladrillero, y por Fitz-Roy.

En febrero y marzo de 1956, una importante expedición italiana dirigida por el Padre DE AGOSTINI y por el Profesor G. MORANDINI, exploró la región del Monte Sarmiento, en Tierra del Fuego, consiguiendo dos de sus componentes ascender ese soberbio picacho.

Del 18 de diciembre 1955 al 28 de enero 1956, el Mayor TILMAN, venido de Inglaterra en yate propio, cruzó el Hielo Patagónico sur del Fiordo Calvo al Lago Argentino (por el Glaciar Moreno), acompañado por el chileno Jorge Quinteros y (hasta el último campamento), por Charles Mariott.

13. 2. 4. *Exploración del lado oriental.* Si bien la Pampa Patagónica fué recorrida por misioneros jesuítas, como el Padre Nicolás Mascardi, desde el siglo XVII, su borde más fértil al pie de la Cordillera lo fué mucho más tarde. Antonio Viedma descubrió el lago Viedma, en 1782; H. G. Gardner, el lago

Argentino, en 1867; Francisco P. Moreno, el lago San Martín, en 1877; Carlos M. Moyano, el lago Buenos Aires, en 1881, y los lagos Toro, Pehue y Grey, en 1883; Otto Nordenskjold, el lago Dickson, en 1896.

La parte oriental de los Andes Patagónicos fué reconocida por las comisiones de límites de 1894 a 1900, descubriéndose que no era una cordillera única, sino un conjunto de cordones separado por anchos valles transversales. Los ingenieros de estas comisiones, más conocidos, son C. Onelli, L. Riso-Patrón, H. Steffen. Pero la exploración de los Andes propiamente dichos y de sus glaciares, fué hecha principalmente, por el Dr. Federico Reichert y por el Padre salesiano, Alberto de Agostini.

En 1914, REICHERT, con el Dr. Cristóbal Hicken, ascendió el Ventisquero Bismarck, (hoy día Glaciar Moreno), hasta el límite interoceánico. En 1933, con el Dr. Neumeyer, el Dr. Donnat, la Sra. Ilse von Rentzell y el peón chileno Manuel Aguilar, ascendió el margen derecho del Glaciar O'Higgins, y reconoció el cordón GAEA.

De enero a marzo 1939, Reichert exploró la vertiente oriental del San Valentín (valle del río Leones), con el capitán Ihl, Humberto Barrera, y 11 personas más (IHL, 1939). El lago Leones fué cruzado en una balsa improvisada, a pesar del fuerte oleaje. El Dr. A. HEIM y Hermann Hess, con dos compañeros, hicieron dos tentativas al San Valentín, por esta ruta, en 1940 y en 1945, utilizando un kayak (bote de lona plegadizo).

Las numerosas expediciones del Padre DE AGOSTINI, entre 1929 y 1944, constituyen la base fundamental de nuestro conocimiento de los Andes patagónicos meridionales. Se hallan relatadas en su muy abundantemente ilustrada obra *Andes Patagónicos*. Las enumeramos a continuación:

Balmaceda, Paine: 1916, 1917, 1929, 1937 (sobrevuelo en avión), 1943.

Lago Argentino y fiordo Moyano del lago Viedma: 1928, 1930, 1931, 1944. Ascensión del Cerro Mayo: 4 de enero 1931. Travesía del Glaciar Upsala y del altiplano Italia: enero y febrero 1931.

Zona del Fitz-Roy: 1931, 1932 y 1935.

Lago San Martín: 1937.

Cerro San Lorenzo y Río Baker: 1937, 1940 y 1941. Ascensión del Cerro San Lorenzo: 17 de diciembre 1941.

En cuanto al estudio geológico de la zona pedemontana, ha sido hecho principalmente por Rodolfo HAUTHAL, en 1899; P. D. QUENSEL, en 1908; Guido BONARELLI y José NAGERA, en 1917; Egidio FERUGLIO, en 1930-31, y Luis LLIBOUTRY, en 1952.

13. 2. 5. *Andinismo e investigaciones científicas en Patagonia Meridional.* De Agostini ha sido el último explorador de Patagonia, en parte andinista, en parte científico, pero sobre todo, amante apasionado de las bellezas naturales. El desarrollo de los levantamiento aéreos quita hoy día todo interés de exploración a las expediciones terrestres. En una mañana de buen tiempo, un avión equipado para la fotografía aérea reconoce lo que no podría reconocer un explorador en toda su vida. Las expediciones futuras tendrán que ser o bien deportivas, o bien francamente científicas (glaciología, geología, triangulación de precisión en combinación con el levantamiento aéreo, etc.), pues según el caso, los medios utilizados tendrán que ser muy diferentes.

Al punto de vista deportivo, Patagonia meridional ofrece un extensísimo y casi inagotable campo de actividades, que se pueden clasificar en tres grupos:

1) *Travesía de los Hielos Patagónicos*: ida y vuelta, desde las haciendas orientales; o bien ida y vuelta desde un barco anclado en los fiordos occidentales (expedición Tilman); o bien junción de dos grupos distintos (proyecto Ihl); o bien, travesía desde las haciendas orientales con *kayacks,* para navegar luego por los fiordos (proyecto Saint-Loup).

2) *Ascensión de las cumbres englaciadas en medio de los campos de hielo,* de difícil acceso, pero sin grandes dificultades técnicas: San Valentín, cerro Arenales, Cerro Lautaro, Cordón Mariano Moreno, etc. En general, las vertientes occidentales, por estar más englaciadas, presentan menos dificultades, pero están mucho más expuestas al viento y al mal tiempo, si bien, que no puede haber ascensión fácil.

3) *Ascensión de los picachos graníticos en la periferia* del campo de hielo, de acceso fácil, pero muy grandes dificultades técnicas: cerros Mellizos, Fitz-Roy, Torre, Paine, Sarmiento, etc...

Señalaremos las ascensiones y travesías realizadas hasta la fecha, al estudiar en detalle la configuración de los Hielos Patagónicos.

Como en todo deporte, la proeza es algo que no tiene valor por el hecho en sí, sino por la manera en que se ha obtenido, en función de las limitaciones que se han aceptado (voluntariamente o por imperiosas necesidades económicas). O por lo menos, la proeza cambia de carácter: subir al San Valentín se volvería una proeza aeronáutica si con un helicóptero se aterrizare en la cumbre. Subir al Fitz-Roy se volvería un problema de ingeniería si se tratase de empotrar una escalera todo a lo largo de sus paredes verticales.

Sin embargo, las dificultades son tan grandes, que de no aceptar ciertas técnicas, la proeza se vuelve imposible para todo ser humano. En el Fitz-Roy, aún realizando escaladas "libres" de sexto grado (que pocas personas en el mundo pueden realizar), la cordada Magnone-Terray tuvo que emplear toda la técnica de la escalada artificial, y clavar 103 clavos de roca para superar 500 metros. Sin embargo, en el dominio de la escalada artificial, también la ascensión fué una proeza, con 8 pasajes estimados de A3, es decir, de lo más difícil que se ha hecho en artificial hasta la fecha. Y hay agujas rocosas cuya ascensión sería aún más difícil: por ejemplo, sólo con un helicóptero, y siempre que el viento lo permita, parece posible ascender a la cumbre del cerro Torre (5 km al S. O., del Fitz-Roy, foto 96).

En cuanto a expediciones en el interior de los Hielos Patagónicos, su ancho reducido (30 a 50 km en general), su carácter de sábana lisa y horizontal de nieve fresca haría pensar que todos sus puntos pueden ser fácilmente alcanzados con esquíes: 50 km con esquíes es lo que recorren muchos escandinavos como excursión dominical. Es imposible por dos motivos:

1) La vuelta repentina del mal tiempo bloquea casi siempre las expediciones durante semanas enteras, en medio de los hielos, y hay que llevar consigo todo lo necesario para sobrevivir.

2) Para ascender al nevero, hay que cruzar zonas de hielo vivo muy agrietadas. Los glaciares en su parte baja son imposibles de franquear. Es necesario seguir largo tiempo morenas laterales o bien, como lo hicieron Kölliker y

Fig. 53. Mapa de la Patagonia meridional, con los dos sistemas de morenas de la última glaciación (3º y 4º sistemas de CALDENIUS). En negro: glaciación actual. Los rectángulos muestran las zonas que abarcan los mapas fuera de texto.

otros, en el glaciar Viedma, ascender directamente por un portezuelo a la parte alta del glaciar (Soc. Cient. Alemana, 1917).

Hasta ahora las expediciones han ido estableciendo campamentos sucesivos, llevando toda la carga a hombros o sobre trineos livianos (*pulkas*). No era posible entonces llevar aparatos científicos pesados, ni tener las comodidades imprescindibles para hacer mediciones científicas de precisión. Aquí también las nuevas técnicas desarrolladas por Paul-Emile Victor en Groenlandia desde 1948 y sobre todo por los norteamericanos en el Juneau Icefield desde 1950 han cambiado completamente el aspecto del problema. Señalaremos estas técnicas a propósito de la Antártida, en donde son de uso corriente durante este año Geofísico Internacional 1956-57.

La principal diferencia con la Antártida reside en la temperatura menos fría, lo que no es siempre una ventaja, debido a la lluvia y al agua de fusión. Impediría posiblemente instalar un campamento fijo subterráneo, cavado en la neviza (sola manera eficaz de luchar contra el viento, que destruye las carpas y corroe los iglús). Esto, y la fuerza de los vientos de octubre a marzo nos hace pensar que no es siempre el verano la estación más conveniente para ir a los Hielos Patagónicos.

13. 3. *EL LEVANTAMIENTO AEREO TRIMETROGON*

13. 3. 1. *Las fotografías aéreas trimetrogon.* Sacaremos precisiones sobre el procedimiento trimetrogon de levantamiento aéreo, que utilizó extensamente la Fuerza Aérea Norteamericana (A. A. F.) durante la segunda Guerra Mundial, del excelente libro de R. Daniel: *La photogrammétrie appliquée à la topographie, Eyrolles* éd., París, 1952.

En este procedimiento se asocian tres cámaras *"Fairchild"* de distancia principal 6 pulgadas (152,4 mm), de tamaño 24 x 24 cm, de manera que los ejes de las tres cámaras estén en un mismo plano vertical, perpendicular a la línea de vuelo, y que el eje de cada cámara lateral haga un ángulo de 60° con el eje de la cámara central. Cada cámara abarcando unos 73°, las dos fotos laterales recubren la foto central sobre unos 13° cada una, y contienen la imagen del horizonte, a ambos lados.

La altura de vuelo escogida varió de 15 000 pies (4570 m) en Tierra del Fuego a 23 000 pies (7 000 m) en los Andes de Santiago, siendo en Patagonia de 19 500 pies (5 950 m). Con este último valor y estando el terreno al nivel del mar, la escala en el centro de las fotos verticales es de 1/39 000, disminuyendo a medida que nos alejamos de ese punto. A 88,5 mm del centro y de cada lado la escala es la misma para la foto vertical y la oblicua: 1/78 000.

Los vuelos siguieron aproximadamente el rumbo de norte a sur, la distancia entre ellos siendo de unos 25 km, y las coordenadas de sus extremidades siendo determinadas astronómicamente. Aunque las cámaras fotográficas estén fijadas al avión de manera a poder hacer una corrección de deriva, esta no se hizo en Patagonia. La violencia de los vientos la hace ser notable: en el Paine, por ejemplo, el eje geométrico de rotación de las tres placas, paralelo al plano de simetría del avión, en vez de ser paralelo al rumbo de vuelo, hacía con él un ángulo de 10°.

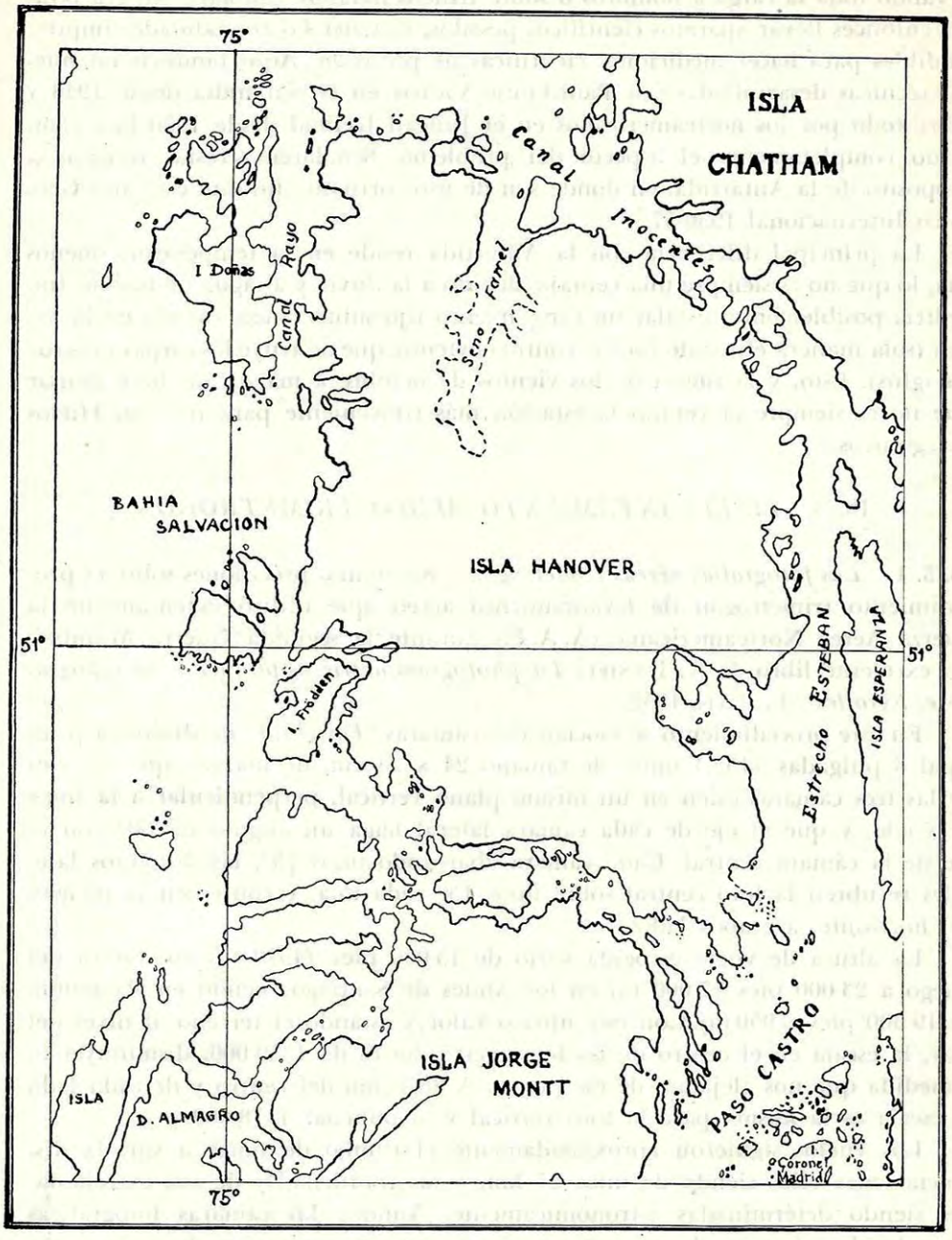


Fig. 54: La Isla Hannover a) tal como figuraba en la Carta Nacional al 1/500.000, edición de 1945.

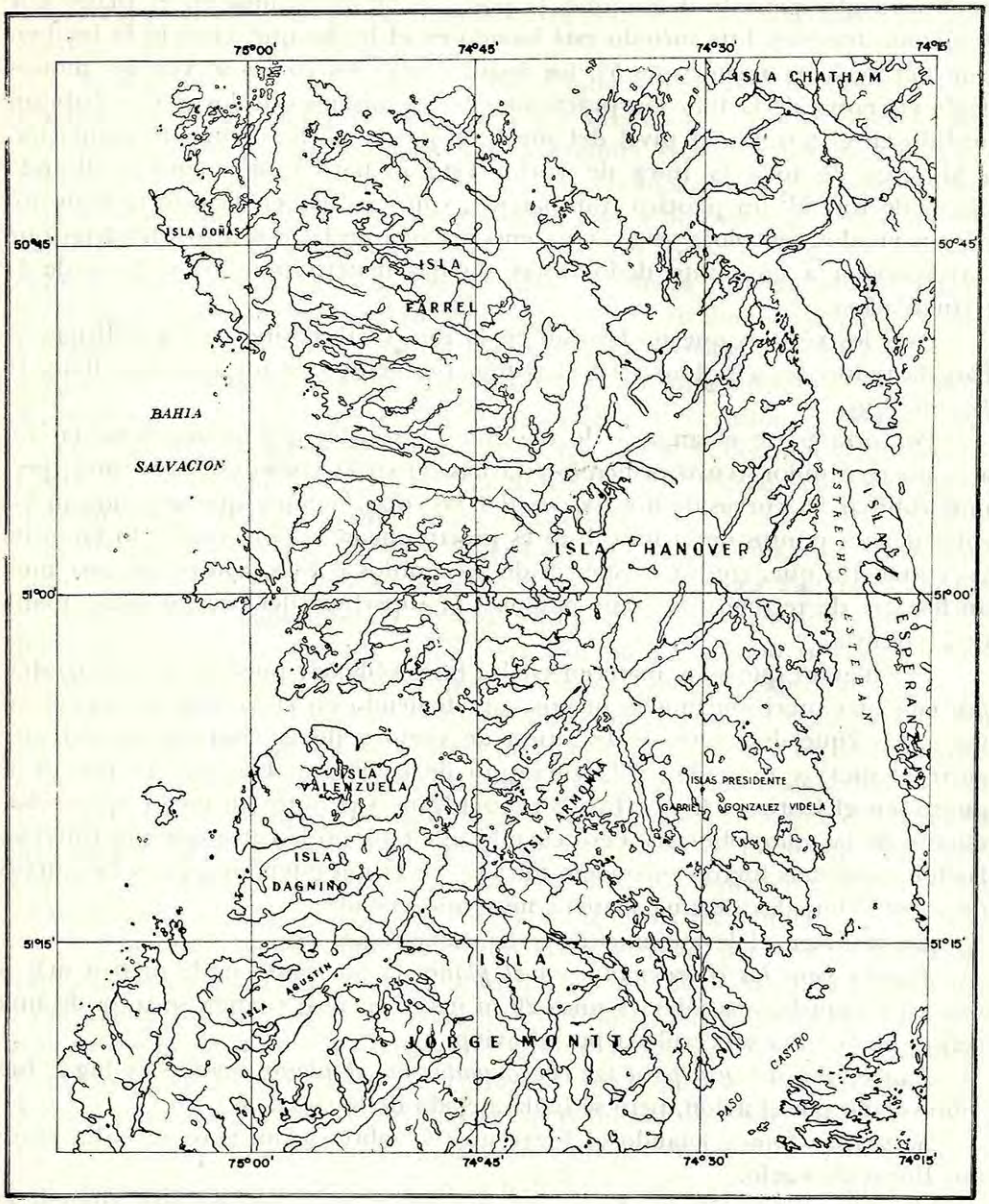


Fig. 54 b): Tal como es en realidad (Carta Preliminar al 1/250.000).

Las fotos fueron tomadas cada 3,5 km en promedio (aquí también hay muchas fluctuaciones debidas al viento). Como las fotos verticales abarcan cuadrados de unos 5 a 7 km de lado (al nivel del mar), dos fotos consecutivas se recubren sobre la mitad o la tercera parte.

13. 3. 2. *Levantamiento a partir de las fotos aéreas.* El recubrimiento de las fotos verticales permite determinar la posición de los puntos en el plano por el método *templet.* Este método está basado en el hecho que, cuando la inclinación del avión es menor que 5º, los ángulos bajo los cuales se ven los puntos desde el centro de la foto son prácticamente los mismos que los que se habrían medido en el terreno, al nivel del suelo. Se puede así hacer una triangulación a lo largo de toda la línea de vuelo. Esto se hace rápidamente utilizando placas de rodoid, un plástico transparente, con rendijas en la dirección de los puntos visados. Se coloca una clavija en cada una de las dos o tres rendijas que corresponden a un punto dado. Estas clavijas materializan los vértices de la triangulación.

Para los vértices que no figuran en la foto vertical sino en las oblicuas, se hace la reducción a la foto vertical automáticamente con un aparatito llamado *Rectoblique.*

Por otra parte el análisis de dos fotos verticales que se recubren en un aparato restituidor (cuyo principio está basado en la visión estereoscópica) permite dibujar las curvas de nivel y calcular las cotas, siempre que se conozcan las cotas de tres puntos de la foto. Esto es prácticamente sólo el caso a lo largo de las costas (lo que, con la existencia de los fiordos e islas, constituye una muy ancha faja de terreno): se tiene entonces la superficie del océano como plano de referencia.

Los lugares que sólo aparecen en las fotos oblicuas pueden ser cartografiados con una precisión mucho menor, aun teniendo en cuenta la refracción atmosférica (que dependen de la altura de vuelo y de la temperatura del aire entre el suelo y el avión), y la curvatura de la Tierra. Un aparato puesto al punto por el Instituto Geográfico Nacional francés permite un mejor aprovechamiento de las fotos oblicuas. Pero cuando se estableció la carta que nos interesa, las fotos oblicuas fueron solamente miradas en visión estereoscópica y las curvas de nivel dibujadas de una manera muy aproximada.

En resumen el levantamiento aéreo trimetrogon es:

Exacto para las coordenadas en el plano (a un centenar de metros más o menos) *y para las altitudes* (a unos 20 m más o menos) cuando se trata de una región de la costa sobrevolada por el avión.

Exacto únicamente para las coordenadas en el plano cuando el lugar fué sobrevolado por el avión, pero se halla alejado de la costa.

Sólo aproximado cuando el lugar no fué sobrevolado, pero se halla entre dos líneas de vuelo.

Groseramente aproximado, y en zona montañosa *muy erróneo* cuando el lugar aparece en sólo una serie de fotos oblicuas, como es el caso para el cordón fronterizo en los Andes centrales.

13. 3. 3. *Cartografía.* Con este levantamiento Trimetrogon los norteamerica-

nos han levantado un mapa semirregular de todo Chile al 1/250 000 el cual, traducido al castellano por el I. G. M. chileno y rápidamente completado en cuanto a la toponimia, constituye la *Carta Preliminar* a la cual ya nos hemos referido repetidas veces.

El progreso que representa esta carta en nuestro conocimiento de Patagonia es fantástico, sobre todo en el dibujo de las costas, con su intrincada red de fiordos, canales, islas y lagos. En la fig. 54 damos como ejemplo la Isla Hannover, tal como figuraba en la Antigua Carta Nacional al 1/500 0000, y tal como figura en la Carta Preliminar.

Desgraciadamente los glaciares y sobre todo los campos de hielo Patagónicos han sido muy mal representados, sin que exista aquí la excusa que la nieve lo ocultaba todo, pues el sobrevuelo de Patagonia Meridional se hizo en pleno verano. Los campos de hielo han sido representados como glaciares distintos, separados por anchas fajas de terreno desglaciado, y no como un campo de hielo continuo, del cual emergen solamente nunatakes aislados. Por otra parte la representación con tupidas curvas de nivel en líneas interrumpidas induce a error, pues hace creer que existen pendientes fuertes en donde el campo de hielo es casi rigurosamente horizontal. Para representar correctamente los Hielos Patagónicos hay que representarlos en blanco o con un color uniforme, no dibujando más curvas de nivel que en el terreno vecino. En cambio es preciso representar esquemáticamente las zonas muy agrietadas y las morenas, como lo hemos hecho en nuestros mapas fuera de texto (figs. 55, 56, 58 y 60). Es ello que dará una idea del movimiento de los hielos.

Otras deficiencias en la representación son: 1) Los ríos, que están dibujados igual ya sean arroyitos sin importancia o caudalosos ríos no vadeables. 2) Los terrenos pantanosos y anegadizos, a veces representados con rayitas horizontales interrumpidas, y otras veces con puntitos como si fuesen bancos de arena sumergidos. 3) El hecho que los bosques no estén figurados.

En cuanto a los errores en la toponimia, como ya hemos visto para la zona central, son tan numerosos en la zona de Cordillera que sería un trabajo considerable el hacer la lista de ellos. En donde la antigua Carta señalaba un cerro, las fotos aéreas han revelado un sinnúmero de ellos. Para escoger el bueno hay que recurrir a los textos y a las fotos originales, y no a los mapas anteriores. Creemos ser los únicos en haber hecho esta obra de benedictino para la Alta Cordillera de Santiago y para los Andes Patagónicos meridionales.

Como estas correcciones son demasiado numerosas para poder haber sido presentadas en su debido tiempo al Instituto Geográfico Militar, y sobre todo como muchas veces se trata de nombres no oficiales aún, pero ya entrados en el uso corriente entre moradores de la región y andinistas, hemos preferido publicar nosotros mismos un mapa corregido, para que el Instituto Geográfico Militar tome de él cuantas correcciones le parezcan convenientes.

Los errores en la toponimia conducen a errores en las cotas, aun cuando se trate de cotas más o menos exactas, lo que dista mucho de ser siempre el caso. Para aumentar la confusión ciertas cotas tomadas por los norteamericanos en los antiguos mapas han sido redondeadas por ellos después de haber sido convertidas en pies y, al ser convertidas de nuevo al sistema métrico, aparecen distintas de las cotas originales.

Capítulo XIV

LOS HIELOS PATAGONICOS

14. 1. *RASGOS GENERALES*

14. 1. 1. *El llamado Hielo Continental.* Existen en Patagonia dos grandes campos de hielo ininterrumpidos, de los cuales emergen cordones montañosos englaciados y *nunatakes* (cumbres rocosas aisladas en medio del hielo). Los exploradores alemanes lo llamaron *Inlandeis,* nombre que se da al Hielo Continental de Groenlandia (en danés *Inlandsis*), pero que no significa Hielo Continental, sino *Hielo del interior.* Es el campo de hielo que se extiende detrás de las montañas y terrenos de la costa.

Hielo Continental sólo puede designar el hielo que cubre la mayor parte de un continente. Llamar a los campos de hielo de Patagonia, que no exceden nunca 80 km de espesor Hielo Continental, como lo hacen los argentinos, es hablar con un énfasis poco científico. BRUGGEN defiende esta denominación porque no se pueden asignar límites netos a las hoyas de alimentación de los glaciares efluentes. ¡Con este criterio los glaciares del Volcán Osorno, por ejemplo, o hasta una barra de hielo abandonada en una acera de Buenos Aires serían Hielos Continentales!

Existen dos campos de hielo, separados por los ríos Baker y Pascua:

El hielo Patagónico Norte (H. P. N.): 100 x 45 km. Con los glaciales colindantes: 4400 km².

El hielo Patagónico Sur (H. P. S.): 330 x 80 (norte) a 30 (sur) km. Con los glaciares colindantes: 13500 km². Este último está cortado por una depresión entre el Fiordo Mayo del Lago Argentino y el Fiordo Andrew (brazo norte del Fiordo Peel), en dos partes de 230 km y 100 km de largo respectivamente, con 10565 km² y 2935 km² respectivamente.

Si bien numerosas cumbres sobrepasan los 3000 m, la altura promedia del campo de hielo es de unos 1500 m. Los glaciares efluentes occidentales alcanzan en general el mar, y los orientales los grandes lagos pedemontanos: Argentino (187 m), Viedma (254 m), San Martín (285 m).

14. 1. 2. *Caracteres de los neveros.* La altitud de las nieves persistentes, determinada por el límite de la neviza sobre el glaciar en verano, es al oeste de 1050 m sobre el Glaciar San Rafael (CAB, 1954), 900 m en el Estrecho de Magallanes y 600 m en el Sarmiento (MORANDINI). Al este es de 1250-1300 m en la zona del Fitz-Roy (LLIBOUTRY), y 1400-1500 m en el Macizo del Paine (KRAHL, 1955), a pesar de ser más al sur. Esta anomalía se debe quizás al hecho que la línea de neviza fué determinada en el Fitz-Roy sobre los glaciares

poco inclinados orientales, a sotavento, y en el Paine sobre el Glaciar Olguín, más inclinado y expuesto a los vientos de oeste. Sería necesario hacer un mayor número de determinaciones.

A esas altitudes la temperatura promedia del aire en verano es francamente positiva: en la zona del Fitz-Roy, el mínimo diario promedio es en enero 2°, y el máximo diario promedio, 13°C. El agua de fusión es muy abundante. Sobre el Glaciar San Rafael, hacia 1100-1150 m los andinistas de Bariloche encontraron en diciembre 1952 un extenso pantano de nieve (*morass*). Otro encontró el autor sobre el Glaciar Torre, al oeste del Fitz-Roy. Tales pantanos deben ser muy frecuentes en todos los hielos patagónicos, como lo muestran las extensas franjas de fusión volcánicas, ya señaladas en 7. 4. 3. También observaron los andinistas del CAB, al pie del San Valentín, lagunitas de agua líquida sobre el nevero.

Con las abundantes precipitaciones, los neveros están muy desarrollados. No se han hecho perforaciones ni mediciones, pero los caracteres de la glaciación han de ser los mismos que en los campos de hielo orientales de Alaska como el Juneau Icefield o el Upper Seward Glacier. Se trata de glaciares del tipo subpolar húmedo (§ 5. 5. 5.), cuyo hielo está a 0° en su totalidad.

14. 1. 3. *Dimensiones y velocidad de los glaciares efluentes.* Aunque no sea posible definir exactamente la cuenca de alimentación de los glaciares, por ende su longitud, y aún menos el ancho de la parte baja que corre por un valle, daremos algunas cifras para fijar el orden de magnitud de las principales corrientes de hielo.

Nombre del glaciar	Lugar	Longitud total	Ancho de la lengua
Upsala	H. P. S., este	60 km	8 km
San Tadeo	H. P. N., oeste	57 "	8 "
Jorge Montt	H. P. S., norte	52 "	5 "
Steffen	H. P. N., sur	50 "	4 "
San Rafael	H. P. N., oeste	45 "	3 "
Pío XI	H. P. S., oeste	42 "	5 "
Viedma	H. P. S., este	40 "	4 "
Tyndall	H. P. S., sur	30 "	4 "
Marinelli	Tierra del Fuego	29 "	4 "
Grey	H. P. S., sur	28 "	5 "
Amalia	H. P. S., oeste	26 "	4 "
Moreno	H. P. S., este	23 "	4 "

No se han hecho mediciones de velocidad en ninguno de esos grandes glaciares efluentes del hielo patagónico. En medio del *Glaciar Grey* existe un curioso filo rocoso amarillo, que es una morena superficial, proveniente de un antiguo derrumbe (foto 80). En efecto, las fotos aéreas muestran que sólo es una aumentación local de una débil morena medial, y que entre enero 1946 y enero 1956 se ha movido de 4,5 km (véase nuestra mapa de la región del Paine, fig. 59). La velocidad en el centro del Glaciar Grey es pues de 450

HIELO PATAGONICO NORTE

Luis Lliboutry: Nieves y Glaciares de Chile

5 km 0 10 20

Reproducción prohibida.

Foto 80: Frente del Glaciar Grey en enero 1956. Nótese el filo rocoso en medio del glaciar, que es una morena medial proveniente de un antiguo derrumbe.

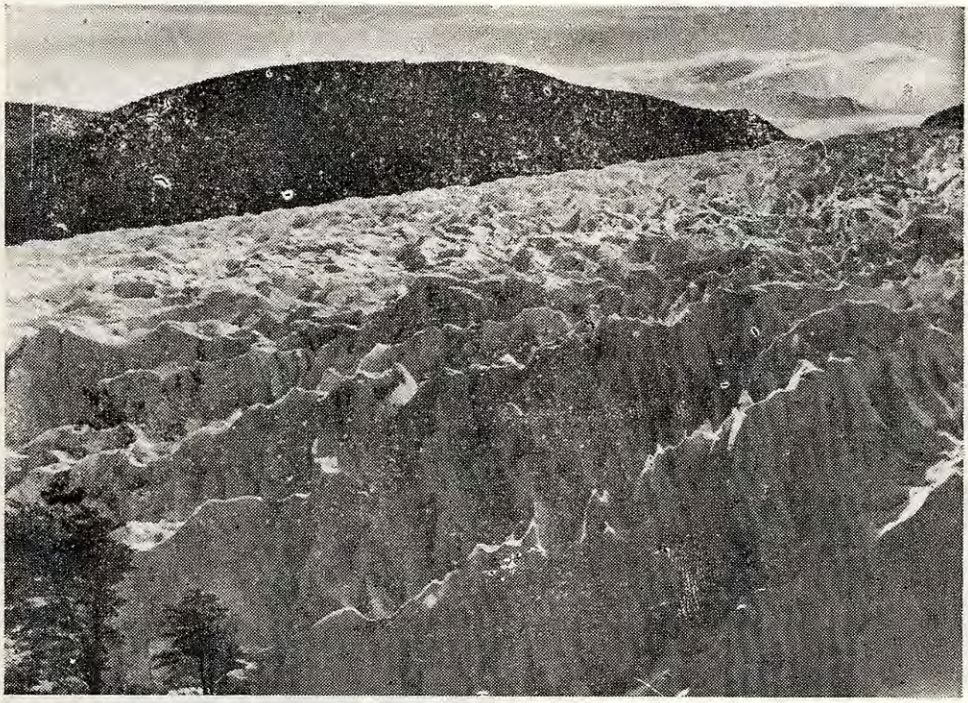


Foto 81: Olas de hielo en el Glaciar Grey. En los surcos, las grietas han sido transformadas por el sol o por la lluvia.

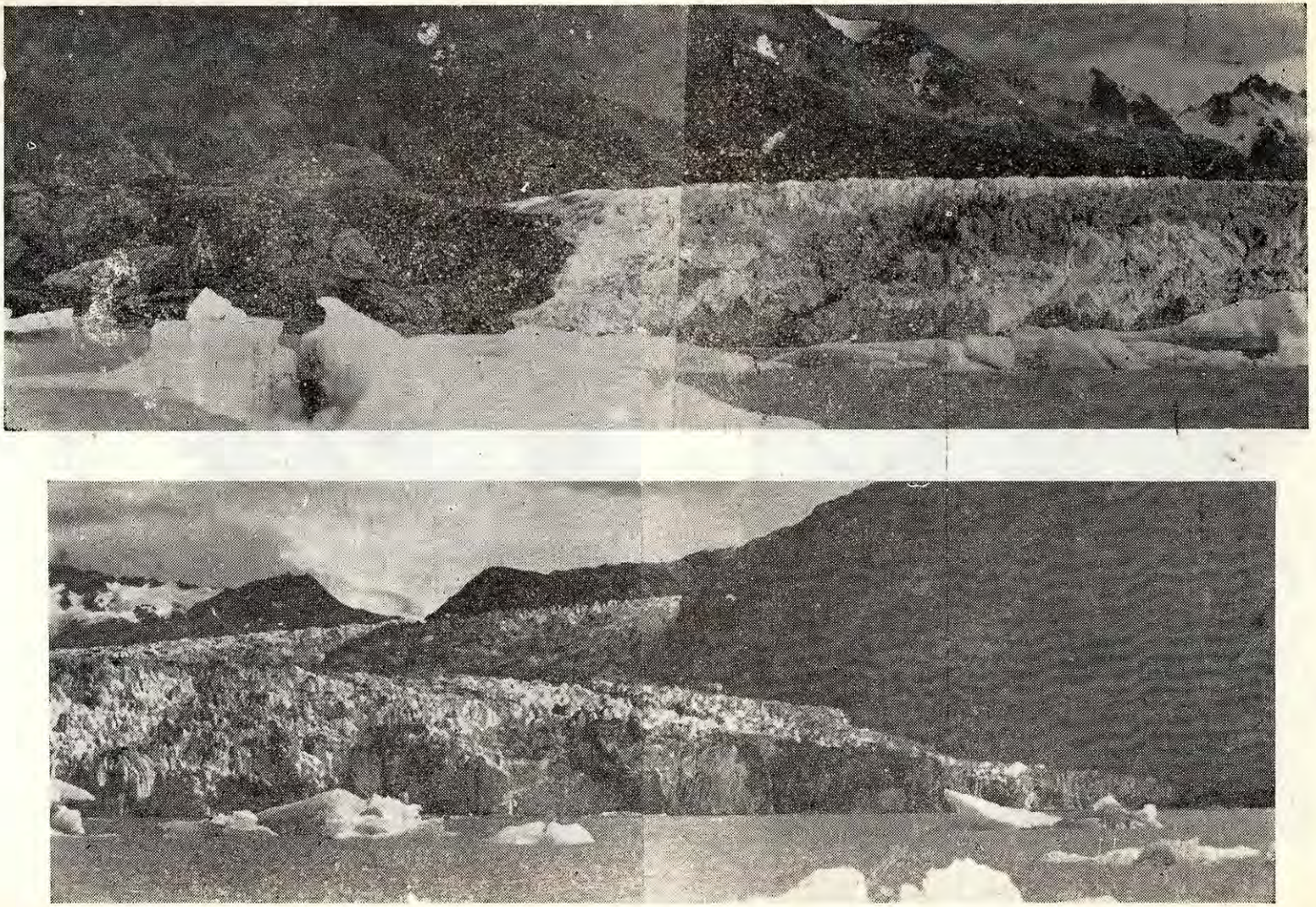


Foto 82: Frente del Glaciar Viedma, en febrero 1952

Foto 83: Margen del Glaciar Grey. A pesar de estar en retroceso no existe sobre él material morénico alguno.

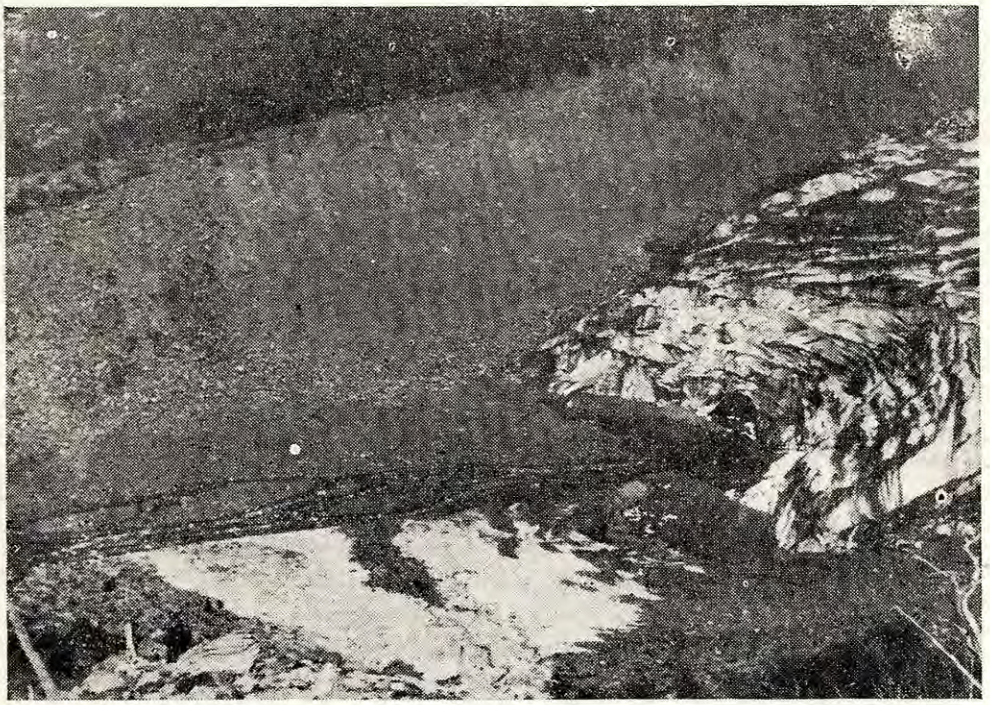


Foto 84: Frente del glaciar regenerado del Paine Oeste, en el Valle del Francés. El retroceso de este glaciar fué interrumpido por ligeros avances que, dejaron cuatro pequeños arcos morénicos, cuyo color oscuro contrasta con la arena granodiorítica clara depositada ulteriormente.

m/año. En el frente de este glaciar, cuya parte baja se ensancha y luego flota sobre un lago, la expedición chilena midió una velocidad de 1 m al día.

En ciertos glaciares alpinos colindantes del Hielo Patagónico, los cheurrones anuales permiten determinar la velocidad. En la zona del Fitz-Roy hemos encontrado así 200 m/año en medio del Glaciar Grande (al N-E del Cerro Grande, véase mapa fig. 57), y 80 m/año en medio del Glaciar Norte del cerro Gorra Blanca (que se echa en el Glaciar Chico).

14. 1. 4. *Aspectos superficiales de los glaciares efluentes.* Los glaciares de valle efluentes son sumamente agrietados, debido a su gran caudal. Ya hemos señalado que las láminas de hielo entre las grietas, que la fusión por el aire templado y por la lluvia transforma en afiladas crestas, han sido a menudo confundidas con penitentes de hielo (§ 4. 2. 7. y foto 15).

En la lengua del Glaciar Grey hemos observado grandes *olas* radiales cerca de la ribera este, en lugar de las clásicas grietas radiales (foto 81). Suponemos que se deben a la ablación del hielo por el agua líquida, como los embudos del glaciar del Gorner (§ 4. 2. 8.), pero esta cuestión merecería un más detenido estudio. En los surcos entre las olas las grietas este-oeste se notan ensanchadas y algo transformadas en hoyos meridianos. Olas de la misma naturaleza cubren toda la parte baja de los glaciares O'Higgins, Pío XI, Viedma, Moreno, etc. Son muy visibles sobre ciertas fotografías aéreas y podrían tomarse por grietas.

En ciertos lugares las olas de hielo se entrecruzan y se llega a la notable disposición señalada por RAFFO, COLQUI y MADEJSKI, en el glaciar Moreno, y en menor grado en el Glaciar Viedma (foto 82). Las láminas de hielo a las cuales nos referíamos anteriormente "están agrupadas formando nidos, que tienen semejanza con capullos de rosas... El ancho de estos *capullos* es en su base, de unos 100 a 120 m, comenzándose a formar los pétalos a mitad de la altura total de la pared... A partir de esta altura tienden a converger hacia el centro, formando especies de cúpulas. Los pétalos de tales capullos tienen unos 30 m de altura, y de 10 a 15 m de espesor". Esta formación debe estar en relación no solamente con las olas de hielo, sino también con el movimiento por bloques individuales de FINSTERWALDER, señalado en 7. 1. 2. Cada capullo provendría de un bloque, y el juego de los bloques entre sí apiñaría las láminas de hielo.

En el frente mismo de este glaciar Moreno, a 200 m de altitud y al oriente de los Hielos Patagónicos, se midió en 1948-49 una ablación de 5,5 m al año. En otras partes debe ser mucho menor. Una gran parte de la ablación de los hielos se hace por intermedio de témpanos.

Notable es la pobreza en detritos morénicos de la mayoría de los glaciares efluentes de los Hielos Patagónicos (foto 83). En la zona de ablación la superficie queda libre de detritos, salvo una que otra morena medial. El contraste es fuerte con los glaciares de tipo alpino vecinos, como los al norte o al oeste del San Valentín o del Paine, ampliamente recubiertos en su parte baja (foto 84). Una excepción constituyen los glaciares cubiertos de cenizas volcánicas, que estudiaremos más adelante.

14. 1. 5. *El escarchamiento de las cumbres.* Una formación muy desarrollada, y podríamos decir peculiar de Patagonia, son los hongos de hielo en las cumbres de las agujas rocosas que sobresalen del campo de hielo. Los hemos descrito en 3. 2. 6.

14. 2. *EL HIELO PATAGONICO NORTE*

(Mapa fuera de texto, fig. 55)

14. 2. 1. *Monte San Valentín.* 35 km al este del fiordo Elefantes, se alza el San Valentín. Esta cumbre, la más alta de Patagonia, tiene 3876 m de altitud, según una triangulación de NORDENSKJOLD, en 1921, valor, sin duda, más vecino de la realidad que el antiguo valor de 4058 m, que sigue figurando en los mapas. Fué ascendido en 1952, por una expedición del C. A. B., después de 6 intentos anteriores.

Del San Valentín y de las cumbres vecinas fluyen 5 grandes glaciares de tipo alpino: glaciar Huata o Guata (erróneamente, Guala), hacia el oeste, glaciar Pirámide, hacia el N. O. (que bordea atrevidas agujas de granodiorita), glaciar Circo, hacia el norte, glaciar San Valentín Este, hacia el E y N-E, glaciar Fiero hacia el S. E. (Salvo la primera, las otras denominaciones son del autor). Estos tres últimos glaciares, sobre todo el glaciar Circo, están ampliamente recubiertos, hecho posible por la menor pluviosidad de la zona, que abriga la inmensa mole del San Valentín (foto 85).

14. 2. 2. *Hielo Patagónico Norte.* Hacia el sur del San Valentín se extiende el *Hielo Patagónico Norte,* como proponemos llamarlo, gran campo de hielo de 100 x 45 km. Una sierra de atrevidas agujas, que el hielo convierte en parte solamente en aislados nunatakes, lo parte en dos, extendiéndose de N. O. a S. E. (foto 86).

Al norte de esta sierra divisoria el campo de hielo es una meseta casi horizontal. Los hielos se vierten principalmente hacia el Pacífico por el *Glaciar San Tadeo* o San Quintín (foto 87), y el *Glaciar San Rafael* (foto 88). El frente del glaciar San Tadeo, rodeado por numerosos ríos y pantanos, es muy difícilmente accesible (PALLÍN, 1933). En cambio, el glaciar San Rafael, cuyo frente flota en la laguna del mismo nombre en medio de un sinnúmero de témpanos, es un lugar predilecto de los turistas. Es el glaciar que llega hasta el mar a la latitud más baja, y esta maravilla de la naturaleza está solamente a día y medio de navegación de Puerto Aysén. Existe un hotel construído en la orilla de la laguna. Desafortunadamente el servicio de barcos desde Puerto Montt ha sido interrumpido, y, por no ser declarado Parque Nacional, este lugar como tantos otros de Patagonia, va siendo desfigurado, por los roces a fuego principalmente.

Al oeste, los hielos se vierten a través de unos diez boquetes de la Cordillera, dando nacimiento a los ríos Leones, Soler, Nef y Colonia. El mayor ventisquero es el glaciar de la Colonia, del cual ya hemos hablado a propósito de las avenidas de agua que ocasiona ($ 9. 3. 4.), (fotos 89 y 90).

Al sur de la sierra divisoria, la mayor parte de los hielos corre hacia el sur por el *Glaciar Steffen.* En su nacimiento, cerca del glaciar de la Colonia,

Foto 85: El San Valentín, visto del este (en el segundo plano). A su izquierda, Cerro Titlis y Monte Fiero. Nótese el gran número de glaciares recubiertos, en particular el Glaciar Circo, en el fondo a la derecha. (Foto A. A. F. 406-L-176, propiedad del I. G. M.)

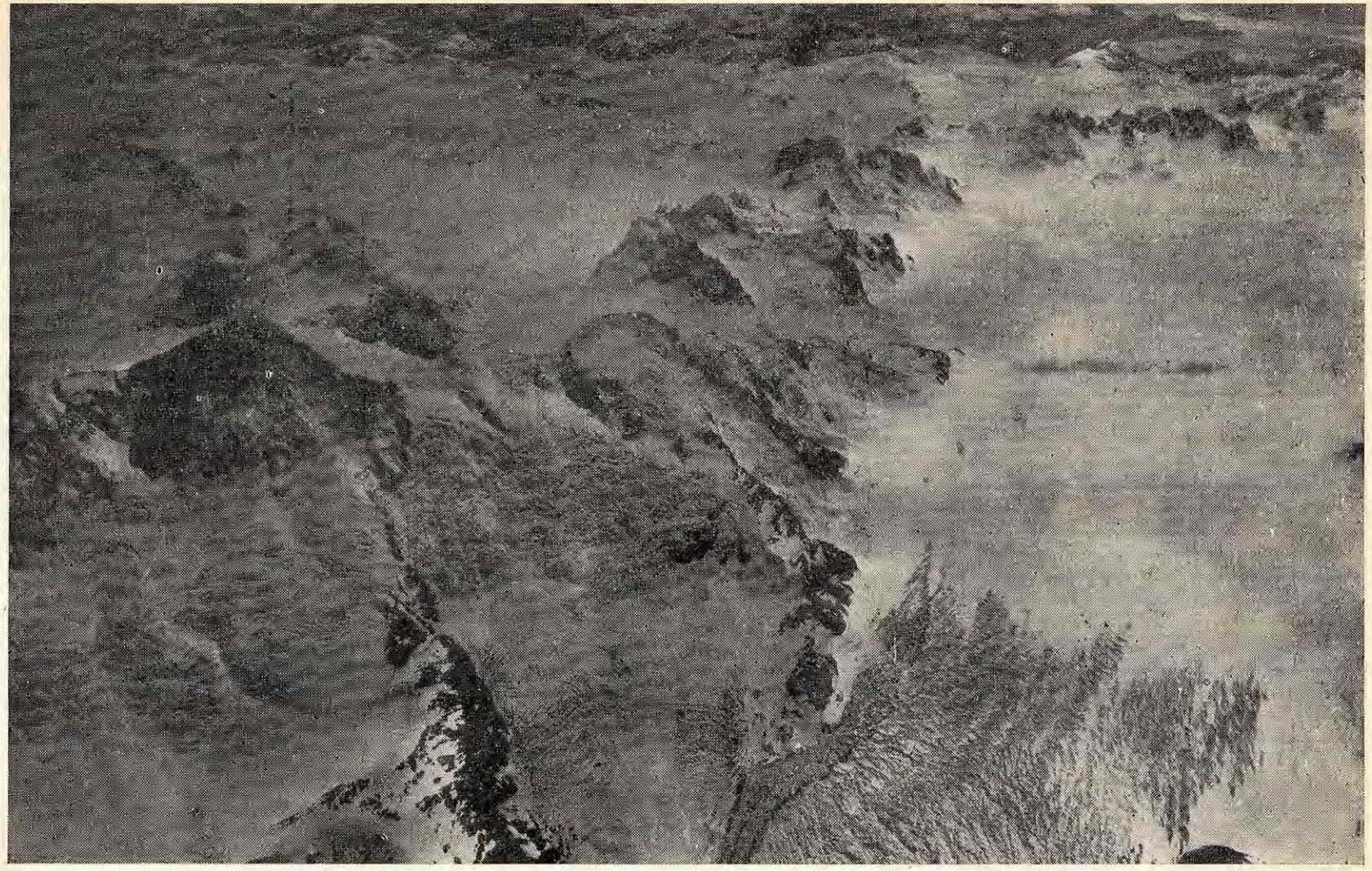


Foto 86: Sierra que divide el Hielo Patagónico Norte. En primer plano, nacimiento del Glaciar de la Colonia. (Foto A. A. F. 406-R-114, propiedad del I. G. M.)

Foto 87: Glaciar San Tadeo y su brazo izquierdo o Glaciar Andrée. En el frente del Glaciar San Tadeo, nótense las dos morenas de empuje concéntricas. En el fondo, el Golfo de Penas. (Foto A. A. F. 558-L-27, propiedad del I. G. M.)

Foto 88: Laguna y Glaciar San Rafael en 1946. A la izquierda el pantanoso Istmo de Ofqui, y frente del Glaciar San Tadeo. (Foto A. A. F. 558-L-34, propiedad del I. G. M.)

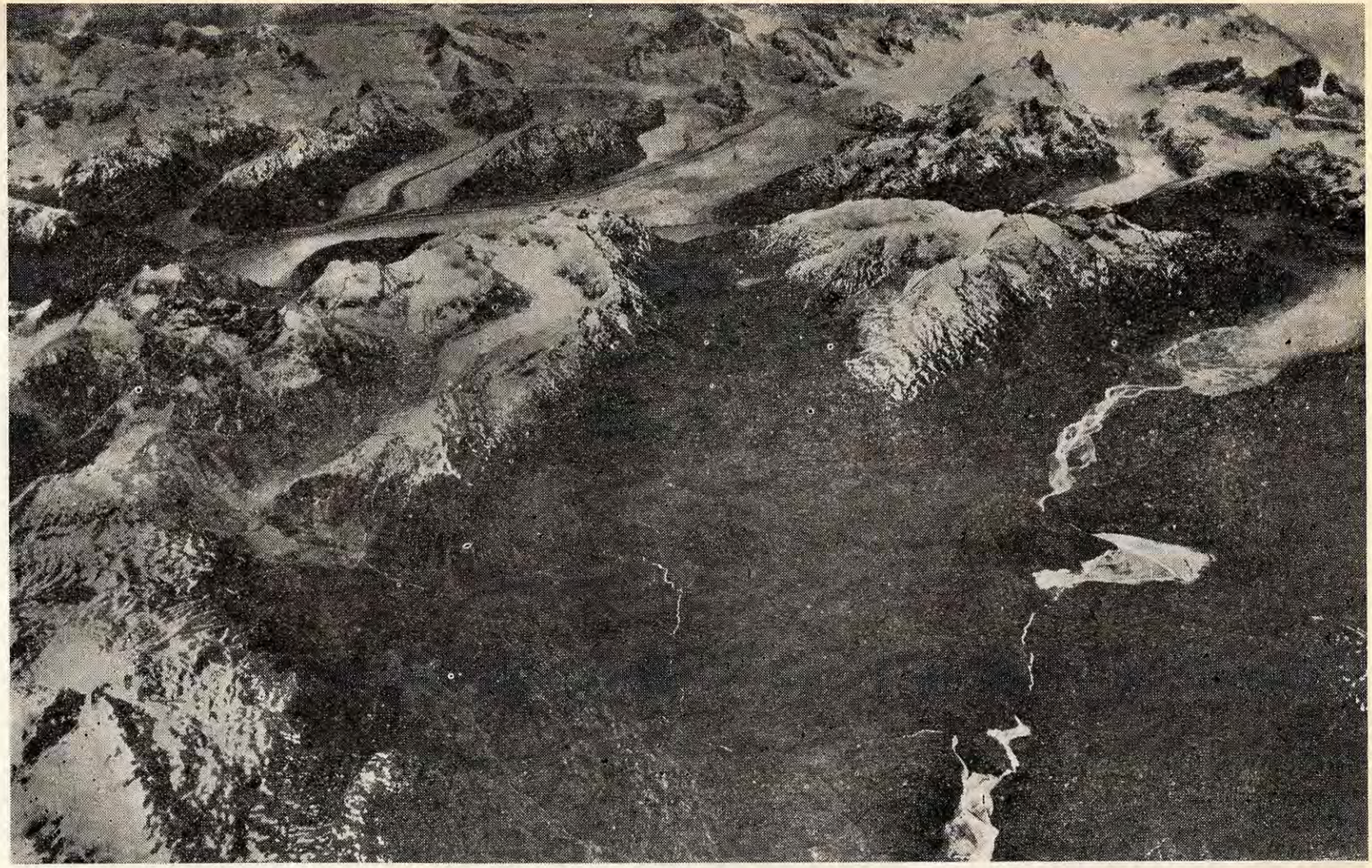


Foto 89: Glaciar de la Colonia y, en primer plano, Río Nef, en medio de tupida foresta. Nótese el fuerte retroceso de los glaciares orientales del Hielo Patagónico Norte, que ha provocado una nítida *trim line*. (Foto A. A. F. 406-L-157, propiedad del I. G. M.)

Foto 90: Nacimiento del Río de la Colonia. El Lago Arco, en primer plano, es el origen de las temibles crecidas del Río cada primavera. (Foto A. A. F. 406-L-117, propiedad del I. G. M.)

Foto 91: Frente del Glaciar Steffen. La selva llega casi hasta el hielo, lo que muestra que el retroceso de este glaciar es despreciable. (Foto A. A. F. 558-V-10, propiedad del I. G. M.)

se halla el Cerro Arenales (erróneamente Cerro Pared Norte en la Carta Preliminar), al cual se asigna, quizás con cierta exageración, 3437 m. Hay otros glaciares efluentes que hemos llamado en nuestro mapa glaciar Benito (por echarse en el Fiordo Benito), HPN1, HPN2, etc.... hasta HPN6. Al sureste el campo de hielo está separado por dos grandes paredones de roca (Cerros Pared Norte y Pared Sur) de los glaciares en donde nace el Río Ventisquero.

14. 2. 3. *Avances y retrocesos del Hielo Patagónico Norte.* El glaciar San Rafael ha retrocedido de 200 m al año entre 1905 y 1935, pero parece haber avanzado con la misma rapidez entre 1935 y 1945.

El Glaciar San Tadeo vecino, ha tenido las mismas variaciones. Según el mapa levantado por Nordenskjold, en 1921 llegaba entonces hasta donde se levantan hoy día un nítido arco morénico, y el Cerro Yáñez, que hoy día divide su frente en dos, aparecía como un nunatak aislado. En 1935, el glaciar estaba a 2 km de esta morena (BRUGGEN), pero en 1945, a 1 km solamente, según las fotos aéreas. Incluso una morena de empuje que se halla en contacto con el hielo parece haberse formado entre esas dos fechas, porque BRUGGEN no la señala. Esto en el brazo principal del Glaciar San Tadeo, porque se divide en cuatro otros brazos. El mayor de éstos, que corre hacia el sur y que NORDENSKJOLD, bautizó Glaciar Andrée, (en memoria del ingeniero sueco que trató de llegar al Polo Norte en globo), ha retrocedido muchísimo, dejando aparecer cinco lagos periféricos.

Todos los glaciares orientales han experimentado un muy fuerte retroceso durante este siglo, como lo demuestra una ancha faja desprovista de vegetación alrededor (trim line). En cambio el Glaciar Steffen, en 1945, no presentaba signos de retroceso (foto 91).

Atribuímos esta diferencia de comportamiento entre los ventisqueros orientales y occidentales al hecho que, al bajar el nivel general de los hielos, la línea divisoria de los hielos se va corriendo hacia el este, coincidiendo cada vez más con la Cordillera que bordea el Hielo Patagónico. Incluso en 1945, ya no podía el hielo pasar por ciertos boquetes de esta cordillera, entre los ríos Nef y Soler, por ejemplo.

14. 3. *EL HIELO PATAGONICO SUR*

(Mapas fuera de texto figs. 56 y 58)

14. 3. 1. *Hielo Patagónico Sur, al norte del 49º lat. S.* Al sur del ancho valle del Río Baker, alrededor del Río Pascua, el batolito de granodiorita sobresale en cerros redondeados todos sensiblemente de misma altura, con huellas de profunda erosión glacial, análogos a los que se extienden a lo largo de los canales.

Luego empieza el Hielo Patagónico Sur, con un campo de hielo horizontal de unos 50 km de diámetro, de donde se escapan los hielos: al norte por el *Glaciar Jorge Montt;* al este por numerosos glaciares, siendo los principales los *glaciares Bernardo* y *Témpano,* que se echan en los fiordos homónimos, y el *Glaciar H. P. S. 7;* hacia el S. O. el *Glaciar Greve;* y hacia el S. E. el *Glaciar*

O'Higgins. De esta gran sábana uniforme de hielo sólo emergen algunos pequeños nunatakes aislados, picachos de granodiorita, probablemente.

En su borde oriental, del lado del lago San Martín, (O'Higgins, para los chilenos), se elevan soberbias cumbres; los *Cerros Mellizos* (cumbre norte: 3050 m; cumbre sur: 3000 m; la indicación Cerro Mellizo Norte 3000 de la Carta Preliminar está fuera de lugar); y el *Cerro O'Higgins*, 2910 m. Al norte de los Cerros Mellizos, se extiende una meseta englaciada de 18 x 18 km, más elevada que el Hielo Patagónico vecino, cuyos hielos se vierten hacia el Glaciar H. P. S. 1., al oeste, y por varios glaciares hacia el Brazo Noroeste del lago San Martín, siendo el más importante el Glaciar Oriental.

Toda esta zona es muy poco conocida, salvo los Cerros Mellizos, de los cuales De Agostini publicó bellas fotos. Los glaciares parecen estar en retroceso, el retroceso más notable siendo el del Glaciar Jorge Montt, que ha abandonado en su ribera izquierda más de 10 km^2 de hielo muerto, poco recubierto (foto 92).

14. 3. 2. *El Paso de los Cuatro Glaciares*. Al sur de 49° lat. S., el campo de hielo se estrecha al pasar entre dos cordones paralelos norte-sur, distantes de unos 15 km: el *Cordón GAEA al este* (reconocido y bautizado por Reichert, en 1933), y el *Cordón Pío XI* al oeste (divisado y bautizado por el Padre De Agostini, en 1935. Véase foto panorámica en De Agostini, 1945, entre p. 252 y 253). Este Cordón Pío XI, culmina a 3380 m de altitud en el *Cerro Lautaro* (véase Cab, 1952), soberbia cumbre muy extensamente englaciada. Este punto es llamado erróneamente Cerro Pirámide en la Carta Preliminar. El *Cerro Pirámide*, que tiene una forma bien característica (véase la misma panorámica), se halla a la extremidad sur del Cordón Gaea, y escasamente sobrepasa los 2800 m, según se deduce de esta misma panorámica.

Se llega así, en nuestro recorrido hacia el sur, a la divisoria de aguas interoceánica, cuya posición exacta sería difícil precisar, pues el campo de hielo es sumamente llano y horizontal en ese lugar. Es el llamado *Paso de los Cuatro Glaciares*, que se halla solamente a 10 ó 15 km del borde oriental del campo de hielo y no en el medio. De allí, hacia el norte, se extiende el corredor mencionado (impropiamente llamado Glaciar Hicken por la expedición alemana), hacia el N. E., el *Glaciar Chico*, hacia el sur el *Glaciar Viedma* y hacia el oeste, el *Glaciar Pío XI* (foto 93). Al este, entre el Cerro Gorra Blanca (2920 m) al norte y el Cordón Marconi y el grupo del Fitz-Roy al sur, hay un boquete por donde hoy día no pasan prácticamente los hielos: los que llegan al valle del Río Eléctrico provienen de la falda sur del Gorra Blanca y de la falda oriental del Cordón Marconi.

Toda esta zona ha sido recorrida por varias expediciones argentinas (véase Gianolini, 1950, y Cab, 1952); pero las últimas, a cargo del Mayor Emiliano Huerta y del "Instituto Argentino del Hielo Continental", no han dado aún a conocer sus resultados. Sólo han anunciado que el llamado "Hielo Continental" había sido íntegramente cruzado por primera vez, en febrero 1952, hasta alcanzar el Fiordo Eyre, en el Pacífico.

El Glaciar Pío XI, llamado Glaciar Juan Bruggen en la Carta Preliminar, avanzó de 1 km en pocas semanas, en septiembre y octubre 1926, y luego,

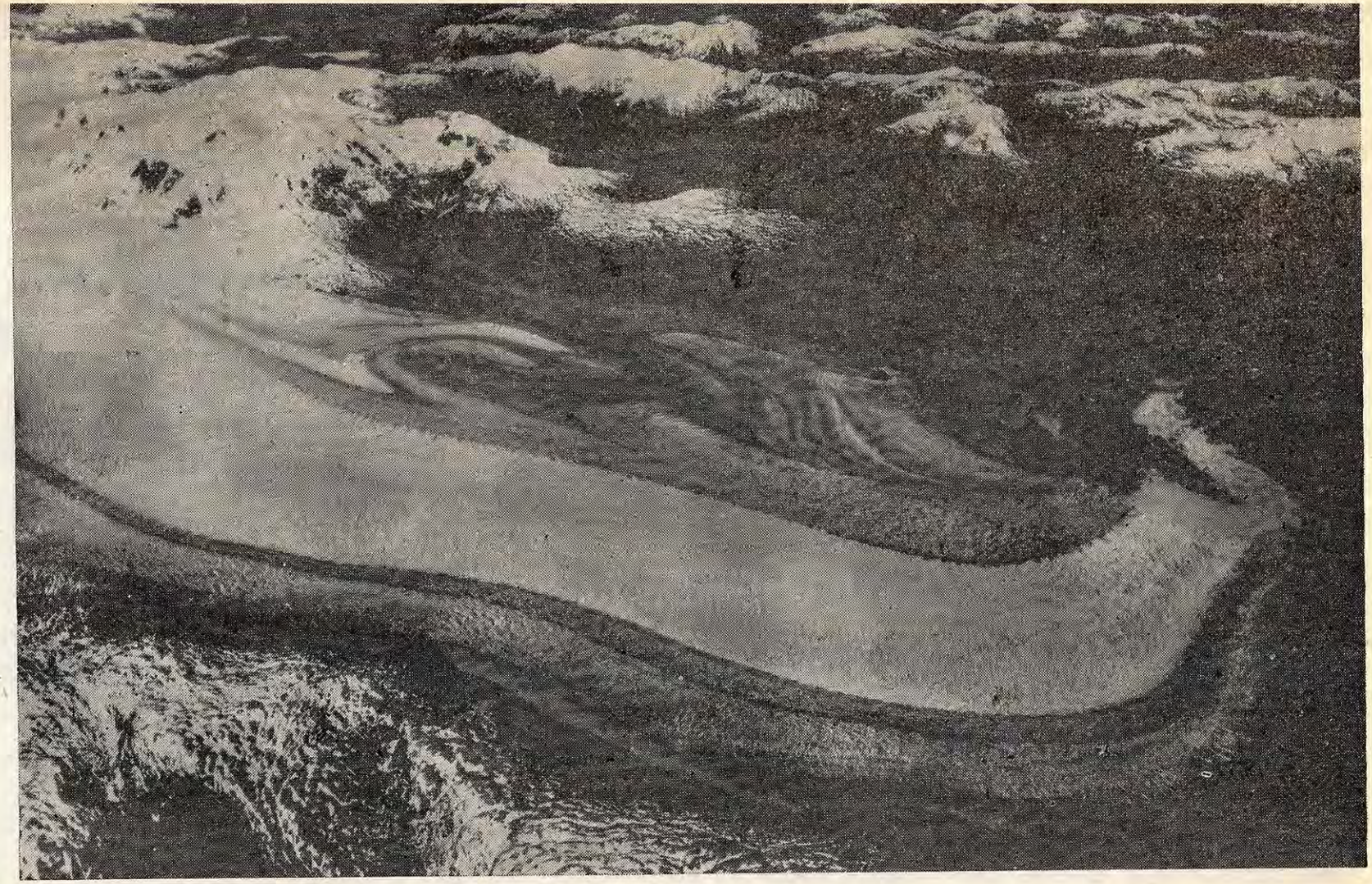


Foto 92: Glaciar Jorge Montt. Se nota en la margen izquierda una gran masa de hielo estancado, cortada del glaciar por el retroceso de éste Las abundantes morenas laterales deben ser cenizas volcánicas. (Foto A. A. F. 556-L-149, propiedad del I. G. M.)

Foto 93: Río Greve y Glaciar Pío XI. En el fondo: 1—Cerro O'Higgins, 2910 m. 2—Cerro Lautaro, 3380 m. 3—Cerro Pirámide, 3100 m., aproximadamente. 4—Gorra Blanca, 2920 m. 5—Monte Fitz Roy, 3440 m. 6—Cerro Torre, 3128 m. 7—Cerro Grande, 2804 m. (Foto A. A. F. 556-L-110, propiedad del I. G. M.)

de 3 km más (véase 9. 3. 2., y 9. 3. 3.). De 1930 a 1945, retrocedió de unos 5 km.

14. 3. 3. *Zona del Fitz-Roy y Cordón Mariano Moreno.* No hablaremos aquí mayormente de la glaciación actual en la zona del Fitz-Roy, zona que hemos estudiado extensamente en otras publicaciones (LLIBOUTRY, 1952 y 1953). La cumbre más alta de este macizo de agujas granodioríticas, quizás sin igual en el mundo, el *Cerro Fitz-Roy* (Chaltel o Chalten, en los antiguos mapas), de 3440 m, según nuestras triangulaciones, fué vencido el 1º y 2 de febrero de 1952, por la cordada francesa Guido Magnone - Lionel Terray, después de un sitio de más de un mes. Anteriormente, había habido tres exploraciones del Padre DE AGOSTINI, una tentativa de una expedición italiana (Conde Bonacossa), en 1937, y otra de una expedición argentina (Juan Zechner), en 1938.

Este macizo se encuentra al borde oriental del Hielo Patagónico, separa-

Fig. 57: Mapa esquemático de la zona del Fitz-Roy.

do de él por un estrecho y profundo valle que ocupa el Glaciar Torre (mapa fig. 57). La diferencia de clima y de englaciamiento es muy notable entre los lados este y oeste de la montaña. Sus glaciares orientales, de tipo alpino (fotos 94 y 96), aunque hayan retrocedido en una época reciente como todos los de Patagonia, abandonando un anfiteatro morénico joven, no han tenido disminución sensible entre 1931 y 1952, salvo el glaciar que da nacimiento al Río Blanco. Este último ha retrocedido desde su laguna terminal hasta encima de un gran acantilado de rocas. Lo hemos atribuído al hecho que el nivel de las aguas en la laguna haya bajado fuertemente en 1913, pero quizás la diferencia de comportamiento se deba únicamente a que este glaciar se escalona menos en altitud.

Unos 15 km más al oeste, el *Cordón Mariano Moreno* (cumbre más alta: 3536 m), separa las cuencas de alimentación del Glaciar Pío XI, y del Glaciar Viedma (foto 95). Del centro volcánico que parece hallarse en medio del Glaciar Viedma, hablaremos más adelante. El Glaciar Viedma ha retrocedido desde principios del siglo, desapareciendo un pequeño brazo derecho, pero entre 1930 y 1952, ha estado estacionario o hasta ha avanzado ligeramente.

El Cordón Mariano Moreno se prolonga hacia el S. O., por una serie de nunatakes hasta el *Cerro Risopatrón* (3018 m), en la vecindad del Fiordo Falcón, divisado y bautizado por el Padre De Agostini, en 1930. Por sus atrevidas formas y color claro, también parece ser el Cerro Risopatrón una intrusión de granodiorita, mientras que el Cordón Mariano Moreno, según la expedición alemana, estaría formado por esquistos metamórficos.

14. 3. 4. *Altiplano Italia y Glaciar Upsala.* Al sur del Cordón Mariano Moreno se extiende el *Altiplano Italia,* como lo llamó De Agostini; el campo de hielo se eleva a 1800 m de altura, sobre 45 x 15 km. Es casi perfectamente horizontal, y el llamado Monte Torino, por De Agostini, es un montículo sin importancia alguna. Por su falda oriental bordea al Altiplano Italia el gigantesco *Glaciar Upsala,* descubierto y bautizado por Quensel, en 1908. Los hielos del altiplano se vierten por numerosos glaciares hacia los fiordos del Pacífico: Fiordos Falcón, Jarpa, Penguin (Pingüino), Europa y Guilardi; y por el Glaciar Upsala, hacia el lago Argentino. La alimentación del Glaciar Upsala desde el Altiplano Italia se hace principalmente por su cabecera, y accesoriamente por cuatro glaciares transversales. Entre ellos, se alza el *Cerro Murallón,* otra intrusión de granodiorita según De Agostini. Este cerro tiene, según el levantamiento aéreo trimetrogon 8900 pies, o sean 2710 m, y en ningún modo 3600, valor que figuraba en los antiguos mapas y que ha sido arbitrariamente conservado en la Carta Preliminar.

En 1931, De Agostini cruzó el Glaciar Upsala y el Altiplano Italia, hasta ver las aguas del Fiordo Falcón. En el plano exploración era una travesía, pero no en el plano deportivo, pues lo más difícil y más largo es bajar hacia los fiordos por un ventisquero muy agrietado y volverlo a subir (véase Saint-Loup, 1951, pp. 39-42).

Al este del Glaciar Upsala, en torno al Fiordo Moyano del Glaciar Viedma, se encuentra una intrincada e interesante zona de montañas, cuya cartografía hemos tratado de mejorar en nuestro mapa fuera de texto, fig. 56.

Foto 94: Vista aérea del Fitz-Roy, con el Glaciar Piedras Blancas delante. En el fondo el Cordón Mariano Moreno, y a la izquierda la cuenca de alimentación del Glaciar Viedma.

Foto 95: Cráter volcánico en el Glaciar Viedma. Nubes cubren el Cordón Mariano Moreno, y hacen la mancha de sombra a la derecha.

Luis Lliboutry: Nieves y Glaciares de Chile
HIELO PATAGONICO SUR
(Parte Sur)
5 Km 0 10 20
Reproducción prohibida
74°
73°
50°
51°
HIELO PATAGONICO SUR
Glaciar Upsala
Glaciar Moreno
Glaciar Grey
Glaciar Tyndall
Glaciar Ameghino
Glaciar Mayo
Glaciar Spegazzini
Glaciar Agassiz
Glaciar Onelli
Glaciar Bertacchi
Glaciar Penguin
Glaciar Amalia
Glaciar Asia
Glaciar Dickson
Glaciar Calvo
Glaciar Frias
Glaciar Snowy
Glaciar Balmaceda
Co. Bertacchi
Co. Roma 3270
Co. Bertrand 3170
Co. Agassiz 2940
Co. Bolado
Co. Heim
Co. Mayo 2450
Co. Aguilera 2438
Co. Moreno
Co. Cervantes 2383
Co. Adriana
Co. Cubo
Co. Daudet 1771
Co. Stokes
Co. Pintado 2347
Co. Castillo 2030
Co. Manos del Diablo
Co. Ferrier 1590
Co. Donoso
Co. Tenerife 1860
Cerro Balmaceda 2035
Paso Reichert 2956
Paine Gde 3050
Cuernos
Torres
P. Chico
L. Paine
Laguna Azul
L. Frias
L. Dickson
L. Onelli
L. Mayo
L. Arita
L. Tannhauser
L. Todos los Santos
L. Roca
L. Zamora
L. Nordenskjold
L. Porteño
Rio Guanaco
Ar. La Horqueta
Ar. Grande
Ar. de las Hayas
Ar. Norte
Ar. Gaviota
Q. de las Loras
Rio Paine
Rio Avutardas
Rio Grey
Rio Geikle
Rio Serrano
Rio Azul
R. Paine
R. Mitre
R. Roca
R. Zamora
Gl. HPS 18
Gl. HPS 19
Gl. HPS 20
Gl. HPS 21
Gl. HPS 22
Gl. HPS 23
Gl. HPS 24
Gl. HPS 25
Gl. HPS 27
Gl. HPS 28
Gl. HPS 29
Gl. HPS 30
Gl. HPS 31
Gl. HPS 32
Gl. HPS 33
Gl. HPS 34
Gl. HPS 35
Gl. HPS 36
Gl. HPS 37
Gl. HPS 38
Gl. HPS 39
Gl. HPS 40
Gl. HPS 41
Gl. Penguin
Gl. Europa
Gl. Guilardi
Gl. Spegazzini
Gl. Onelli
Gl. Agassiz
Gl. Bertacchi
Gl. Bertrand
Gl. Asia
Gl. Amalia
Gl. Calvo
Gl. Frias
Gl. Dickson
Gl. Snowy
Gl. Balmaceda
FIORDO PENGUIN
FIORDO JARA
FIORDO EUROPA
FIORDO GUILARDI
FIORDO SAN ANDRES
FIORDO ANDREW
FIORDO CALVO
FIORDO PEEL
FIORDO SPEGAZZINI
FIORDO AMEGHINO
FIORDO ULTIMA ESPERANZA
PENINSULA WILCOCK
PENINSULA HERMINITA
PENINSULA AVELLANEDA
PENINSULA MAGALLANES
BRAZO NORTE
BRAZO RICO
BRAZO SUR
CANAL DE LOS TEMPANOS
CORDON AMEGHINO
CORDON BAGUALES
CORDON BARROS ARANA
CORDON O'HIGGINS
CORDON PRAT
LAGO ARGENTINO
LAGO GREY
LAGO PEHUE
LAGO SARMIENTO
LAGO DEL TORO
CANAL PITT
CANAL SARMIENTO
CANAL LAMERO
ISLA CHATHAM
ISLA ESPERANZA
ISLA EVANS
ISLA OWEN
BAHIA PITT
I. PEEL
PASO STEWART
PLA. STAINES
Bahia Tranquila

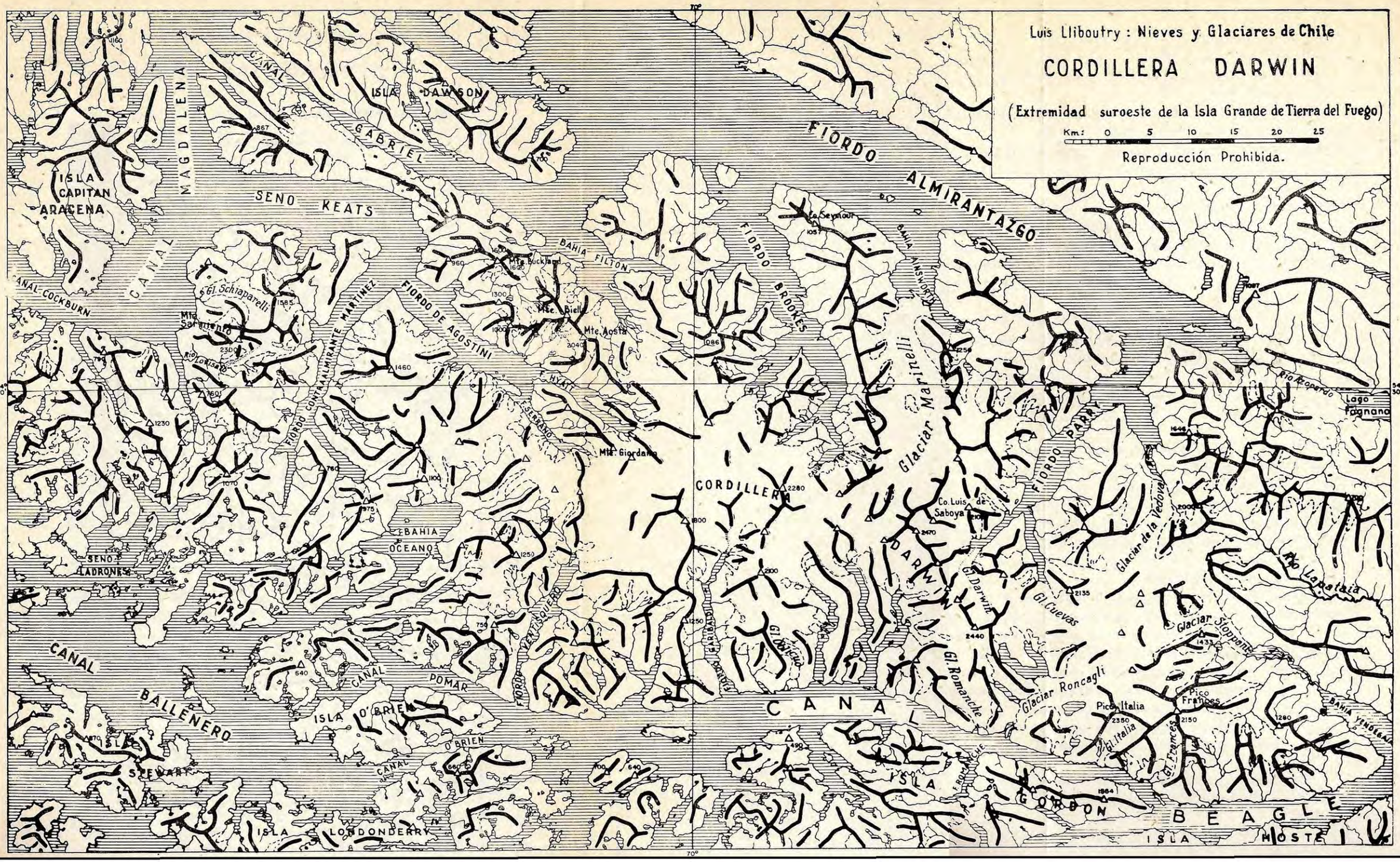

Luis Lliboutry : Nieves y Glaciares de Chile
CORDILLERA DARWIN
(Extremidad suroeste de la Isla Grande de Tierra del Fuego)
Km: 0 5 10 15 20 25
Reproducción Prohibida.
CANAL MAGDALENA
ISLA CAPITAN ARACENA
CANAL GABRIEL
ISLA DAWSON
SENO KEATS
FIORDO ALMIRANTAZGO
BAHIA FILTON
FIORDO BROOKES
BAHIA ANSWORTH
Co. Seymour
Mte. Buckland
Mte. Biella
Mte. Aosta
Mte. Giordano
Gl. Schiaparelli
Mte. Sarmiento
CANAL COCKBURN
FIORDO CONTRAALMIRANTE MARTINEZ
FIORDO DE AGOSTINI
F. HYATT
F. SERRANO
CORDILLERA DARWIN
Glaciar Marinelli
Co. Luis de Saboya
FIORDO PARRY
Glaciar de la Vedova
Rio Azopardo
Lago Fagnano
Rio Lapataia
Gl. Darwin
Gl. Cuevas
Glaciar Stoppani
Gl. Romanche
Glaciar Roncagli
Pico Italia
Pico Frances
Gl. Italia
Gl. Frances
BAHIA YENDEGAIA
BAHIA OCEANO
SENO LADRONES
CANAL BALLENERO
CANAL POMAR
ISLA O'BRIEN
CANAL O'BRIEN
ISLA STEWART
ISLA LONDONDERRY
FIORDO VENTISQUERO
FIORDO GARIBALDI
Gl. Ojeda
CANAL
ISLA GORDON
BEAGLE
ISLA HOSTE
70°
54° 30'

Foto 96: Cerros Torre (a la derecha) y Adela (a la izquierda) vistos desde la "Silla" del Fitz-Roy.

Al sur del Altiplano Italia, se eleva el Cerro Roma, 3270 m, totalmente englaciado. Esta cumbre es llamada erróneamente Cerro Bertrand, en la Carta Preliminar. El nombre de Cerro Bertrand, según De Agostini, corresponde al llamado "Cerro Agassiz 3170", en la Carta Preliminar, y el de *Cerro Agassiz* al punto llamado "Cerro Agusis", en la Carta Preliminar Norteamericana, y "Oasis" (!) en la Carta Preliminar Chilena. (Se trata del gran glaciólogo suizo, Louis Agassiz).

Al sur del Cerro Roma, sigue el Altiplano, esta vez con nunatakes presentes, hasta el Seno Andrew, brazo norte del Fiordo Peel. En su extremidad S. E. se eleva el *Cerro Aguilera* 2438 m, divisado y bautizado por el Padre De Agostini.

14. 3. 5. *La depresión Fiordo Andrew - Fiordo Mayo.* El levantamiento aéreo ha mostrado que el Fiordo Andrew del Pacífico distaba solamente de 8,4 km del Fiordo Mayo del Lago Argentino. De esto hubiera podido darse cuenta el Padre De Agostini, cuando ascendió el Cerro Mayo en 1931, si un mar de nubes no le hubiera ocultado ese fiordo (De Agostini, 1945: foto panorámica, entre las pp. 156 y 157).

Cabe aquí recordar que Nordenskjold y otros exploradores ya habían buscado una comunicación entre el Lago Argentino y el Fiordo Peel, pero la buscaban más al sur. Este portezuelo que separa el Pacífico del Lago Argentino es intransitable, pues, no solamente está enteramente englaciado, sino que el Fiordo Mayo está cortado en dos por el frente del Glaciar Mayo. (Quizás el retroceso actual del Glaciar Mayo permita un día el paso). Sin embargo, su exploración tendría un gran interés para la glaciología, a causa de la vecindad del Glaciar Moreno. El Fiordo Andrew, aunque reciba numerosos glaciares que lo proveen de abundantes témpanos, parece estar libre de toda banquisa.

14. 3. 6. *El Glaciar Moreno.* Este glaciar, antiguamente llamado Ventisquero Bismarck, ha sido extensamente estudiado desde su descubrimiento por el perito Moreno, en 1877, porque los avances de su frente cortan a menudo el Canal de los Témpanos del Lago Argentino. Esto hace elevarse las aguas en la extremidad sur del lago de 8 a 15 m, e inunda hasta 7.000 hectáreas de ricas tierras.

Según los datos recogidos por De Agostini, Heim, Raffo y otros, el frente avanzó de más de 1 km desde 1890 a enero 1917, fecha en que cerró el Canal de los Témpanos. Las obstrucciones del canal fueron luego las siguientes:

Enero a diciembre de 1935;
Julio de 1939 a 17 de febrero de 1940;
Principios de 1941 a 21 de marzo de 1942;
Diciembre de 1946:
Noviembre de 1947:
Abril a diciembre de 1948;
Fin de septiembre de 1951 a principios de marzo de 1952; y
Octubre de 1952 a fines de marzo de 1953.

Notemos que la obstrucción ocurre en cualquier época del año, pero la ruptura de la represa glacial siempre en verano (véase 9. 3. 4.).

REICHERT, en febrero 1914, trató de explorar la cuenca del Glaciar Moreno. Alcanzó la divisoria interoceánica en un lugar que llamó Paso San Andrés, por creer que desembocaba en el Fiordo San Andrés. En realidad desemboca en el Fiordo Andrew; en nuestro mapa lo hemos designado por Paso Reichert. Con sólo un día de buen tiempo en toda la expedición, y sin escalar cumbre alguna, no pudo ver gran cosa.

En 1953, RAFFO, COLQUI y MADEJSKI, han publicado un estudio muy completo del Glaciar Moreno, y por primera vez dibujan su cuenca de alimentación. Pero, por no disponer de las fotos tomadas por la misión norteamericana del lado chileno (fotos 560-L-43 a 560-L-54), incurren en algunos errores. La divisoria de hielos no se extiende desde el Punto 2956 m hacia el sur, sino hacia el S. E., juntándose con el Punto 2926 m al este del campo de hielo. Si, como lo suponen estos autores, el Glaciar Moreno ha crecido a expensas de otros glaciares colindantes, puede ser a expensas del Glaciar H. P. S. 29, que se echa en el Fiordo Andrew, del Glaciar H. P. S. 31, que se echa en el Fiordo Calvo, o del Glaciar Ameghino, pero no a expensas del Glaciar Frías, que linda únicamente con los Glaciares Calvo y Dickson. Estos autores atribuyen el avance del Glaciar Moreno a un fenómeno de captura por erosión del lecho. Quizás haya captura, que parecería en ese caso haberse hecho a expensas del Glaciar Ameghino, pero no creemos que la erosión del lecho pueda ser importante: a la luz de las teorías y observaciones recientes, parece establecido que la erosión se hace casi únicamente en la parte frontal de los glaciares, merced a los numerosos retrocesos y avances sucesivos. (Véase 8. 3. 4 y 9. 2. 3.).

En realidad dudamos que el Glaciar Moreno sea un caso tan extraordinario y una excepción. Si bien es cierto que todos los grandes glaciares de Patagonia han retrocedido a principios del siglo, los Glaciares San Rafael, San Tadeo, Viedma, más bien han avanzado, entre 1935 y 1950. El Glaciar Pío XI ha avanzado fuertemente entre 1927 y 1930. La desglaciación parece haberse detenido durante esa época, así como ocurrió en Alaska (§ 9. 2. 2.).

Según un piloto de Aerolíneas que sobrevuela Patagonia desde más de veinte años, el clima se ha hecho menos frío, pero más nubloso. Si tal hecho es cierto, es de prever que los glaciares retrocedan por haber subido el límite de las nieves perennes, que depende ante todo de la temperatura del aire. Pero la posición del frente de los glaciares que acaban en un gran lago como el Glaciar Moreno, depende ante todo de la temperatura de las aguas de este lago, es decir, de la nubosidad. Esto podría explicar su diferencia de comportamiento. Claro que serían necesarias mediciones exactas para apoyar esta hipótesis: precipitación sólida, temperatura promedia del aire, número de horas de sol, etc..., y sobre todo, temperatura de las aguas del Lago Argentino en distintos puntos.

14. 3. 7. *Hielo Patagónico al sur del Fiordo Calvo.* Al sur del Fiordo Calvo, desaparece todo campo de hielo horizontal, y numerosos nunatakes atraviesan la capa de hielo. Poco a poco pasamos al aspecto de cordón extensamente englaciado que presenta la Cordillera Sarmiento más al sur (foto 97). Estos hie-

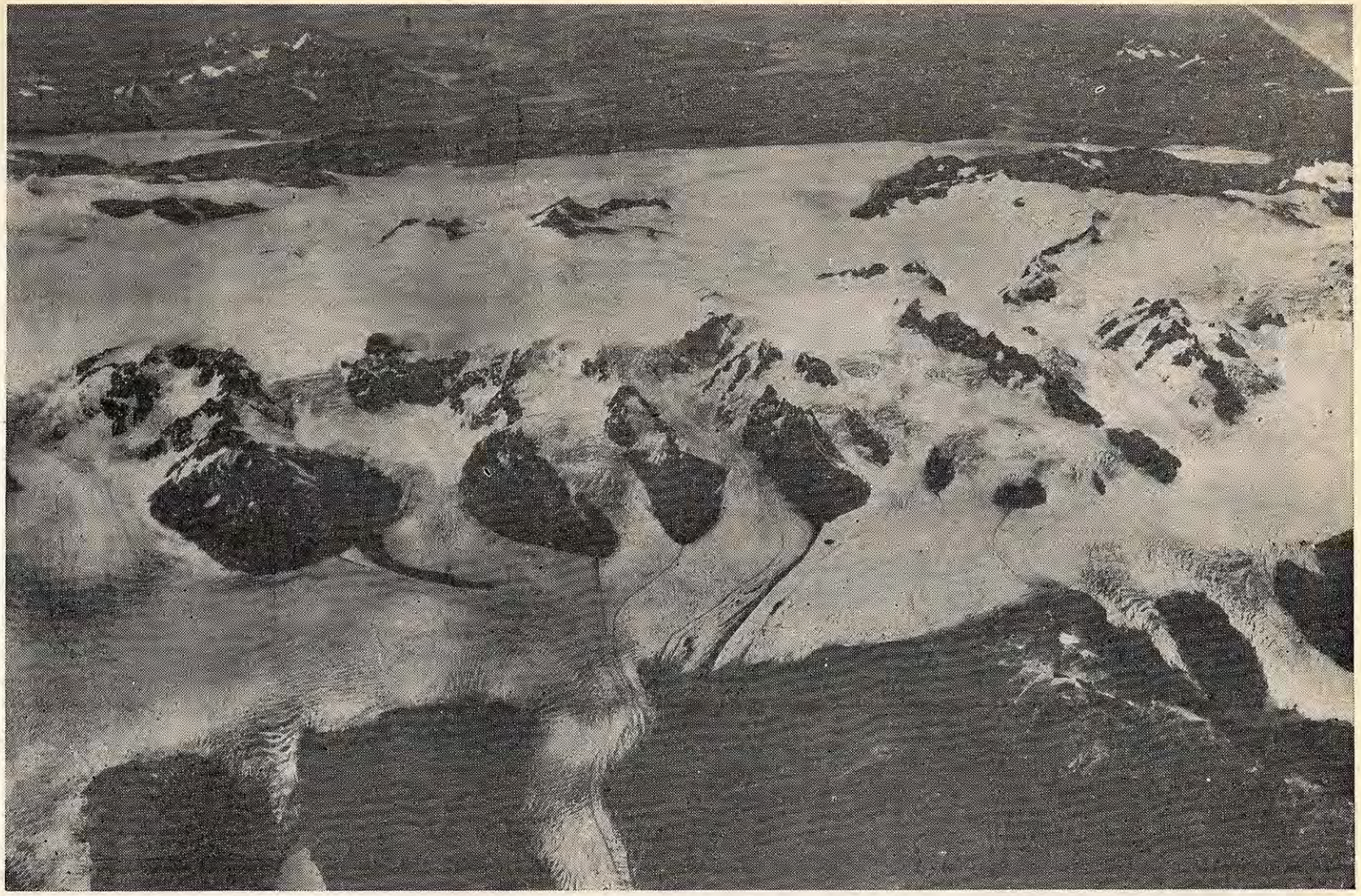


Foto 97: La Cordillera entre el Glaciar Tyndall y el brazo norte del Canal Lamero. La morena medial interrumpida debe haber sido producida por el desmoronamiento de una aguja rocosa. En el fondo a la izquierda, el Macizo del Paine. (Foto A. A. F. 560-L-63, propiedad del I. G. M.)

Foto 98: Glaciar Balmaceda y Cerro Balmaceda (Ultima Esperanza), vistos del este. (Foto A. A. F. 410-R-129, propiedad del I. G. M.)

los se vierten por numerosos ventisqueros en el Fiordo Peel y en el Canal Lamero, siendo el más importante el *Glaciar Amalia*. Del lado oriental se extienden hacia el S. E., los últimos grandes glaciares de la zona: *Glaciar Grey*, vecino al Macizo del Paine; *Glaciar Tyndall*, y *Glaciar Balmaceda*, vecino del Cerro del mismo nombre (foto 98).

Mientras que los glaciares occidentales no presentan en esta región señal alguna de retroceso, los glaciares más orientales han experimentado fuertes retrocesos. Según Orosimbo Díaz, poblador del Lago Grey, el retroceso del Glaciar Grey ha empezado hace 30 años, fecha en que alcanzaba los bosques y se ha acelerado durante los últimos tres años (1952-55). El Glaciar Dickson, ha retrocedido de 17 m/año, entre 1897 (foto NORDENSKJOLD), y 1943 (foto DE AGOSTINI), y el retroceso seguía en 1945 (fotos A. A. F.). Pero el récord lo detiene el *Glaciar Frías*, que ha retrocedido de 7 km desde principios del siglo, o sea de 140 m/año, en promedio (RAFFO, COLQUI, MADEJSKI, 1953). Esto se debe a la baja de nivel del Hielo Patagónico vecino, que ya no puede alimentar el Glaciar Frías, virtiéndose por encima del cordón limítrofe, y se vierte todo hacia el Fiordo Calvo, al oeste.

14. 3. 8. *Macizo del Paine.* Más al este, ya fuera del Hielo Patagónico y lindando con la Pampa, se eleva el Macizo del Paine, el más soberbio de Chile y uno de los más bellos del mundo. Comprende numerosas agujas de granodiorita clara, semejantes a las del Fitz-Roy, pero aquí curiosamente encapuchadas por pizarras metamórficas negras. Damos por primera vez un mapa detallado de este intrincado macizo (fig. 59).

Los Cuernos (foto 99), Torres y otras cumbres del macizo presentan en su parte baja grandes lajas aborregadas, pulidas por los hielos cuaternarios. Encima se elevan grandes paredones verticales, torres y láminas que permanecieron como nunatakes por encima del hielo continental cuaternario. Salvo el Paine Oeste, constituído por rocas metamórficas, casi permanentemente envuelto de nubes y abundantemente englaciado, los picachos del Paine presentan una erosión más típica de un clima cálido que de un clima glacial: en sus paredones no se forman abundantes grietas de gelivación, sino que se desprenden grandes escamas, dando nacimiento a asideras invertidas y a sobretechos (foto 100). Los bloques desprendidos se disgregan rápidamente en arena. Debido a eso, casi todas las cumbres del Paine parecen ser de extremadamente difícil escalada, y la mayoría de los andinistas hará mejor en dirigirse hacia las cumbres vecinas, entre los Lagos Dickson y Grey, si desean algún éxito.

Las inmediaciones del macizo, salvo al norte, han sido desfiguradas por los roces a fuego. Incluso en las faldas del Paine, ya se nota una intensa ablación de todo el suelo y la cubierta vegetal, favorecida por el viento. Las especies animales, fuera del avasallador cordero, se están rareficando: cisnes, flamencos, avestruces, guanacos, ya no se ven como antes. Finalmente, esta maravilla de la naturaleza se está perdiendo irremediablemente como posible centro turístico, y sólo seguirá recibiendo breves visitas de fotógrafos. Para evitarlo sería muy necesario declarar Parque Nacional toda la región entre los Lagos Sarmiento, Grey, Dickson, y Paine.

Los glaciares del Macizo del Paine están cubiertos en su parte baja por una abundante morena de ablación, salvo en el Paine Oeste. Este último presenta del lado sureste tres peldaños con impresionantes glaciares colgantes, y al pie un glaciar reconstituído poco cubierto (fotos 84 y 101).

La historia andina del Macizo del Paine es breve. En enero 1937, Stephan Zuck y Hans Teufel ascendieron el Paine Chico o Paine Oeste, por el filo NNE, y lo bautizaron Monte Almirante Nieto. Hacia la misma época hubo una tentativa a la Torre Central de los Dres. Fester y Jakob. Eso es todo hasta la expedición del Club Andino Bariloche, de enero 1954, (O. MEILING, H. SCHMOLL, B. LANTSCHNER, 1955). Durante esa expedición, Otto Meiling y Heinz Kaltschmidt hicieron la segunda ascensión del Paine Chico, por el filo este, pues la ruta anterior ya no es factible debido al gran retroceso de los glaciares. Mientras tanto, Birger Lantschner y Toncek Pangerc, hicieron una tentativa al Cuerno Principal del Paine, llegando a 100 m de la cumbre. Pero este último y Heriberto Schmoll fueron sepultados por una caída de seracs, al tratar de escalar el Paine Grande, por el Glaciar Colgante sur.

Dos cumbres del Paine Grande o Paine oeste, de 2600 y 2730 m de altitud respectivamente, fueron ascendidas el 11 de febrero de 1955, por 4 miembros de la expedición de la Federación Chilena de Andinismo, que alcanzaron el glaciar colgante por una canaleta oeste. Aunque los integrantes de la expedición tomaron de antemano la encomiable resolución de no divulgar los nombres de los vencedores, es hoy día un secreto a voces que fueron L. Krahl, S. Kunstmann, E. Payá y R. Vivanco.

La cumbre más alta (a la cual asignamos 3050 m, conforme a la carta topográfica de la Comisión de Límites, por parecernos este valor más en acuerdo con las cotas de las dos cumbres vecinas), no pudo ser ascendida. Se presenta por todos los lados como un gran paredón escarchado que remata en grandes hongos de hielo (§ 3. 2. 6.). Todos los grandes problemas andinos del Macizo del Paine quedan por resolver.

14. 4. *GLACIARES DE LAS ISLAS MAGALLANICAS*

14. 4. 1. *Península Muñoz Gamero, Islas Riesco y Santa Inés.* La parte sur oeste de la Península Muñoz Gamero, presenta un campo de hielo de unos 200 km², con numerosos glaciares efluentes en todas las direcciones. La altitud máxima es de 1585 m. En la parte occidental de la Isla Riesco (altitud máxima: 1665 m), hay también una importante glaciación. El límite de las nieves perennes se encuentra por los 900 m.

Otro campo de hielo, de unos 250 km², se encuentra en la parte oriental de la Isla Santa Inés. Como los lugares anteriores, esta isla es completamente inexplorada y sus fiordos eran desconocidos hasta la publicación de la Carta Preliminar. (En uno de ellos se ocultó el acorazado alemán Dresden, en 1914, después de la batalla de las Malvinas).

14. 4. 2. *Tierra del Fuego.* En la extremidad suroeste de la Isla Grande de Tierra del Fuego, (mapa fuera de texto fig. 60), numerosas cumbres sobrepasan los 2000 m, en particular el soberbio *Monte Sarmiento* (2300 m), picacho gra-

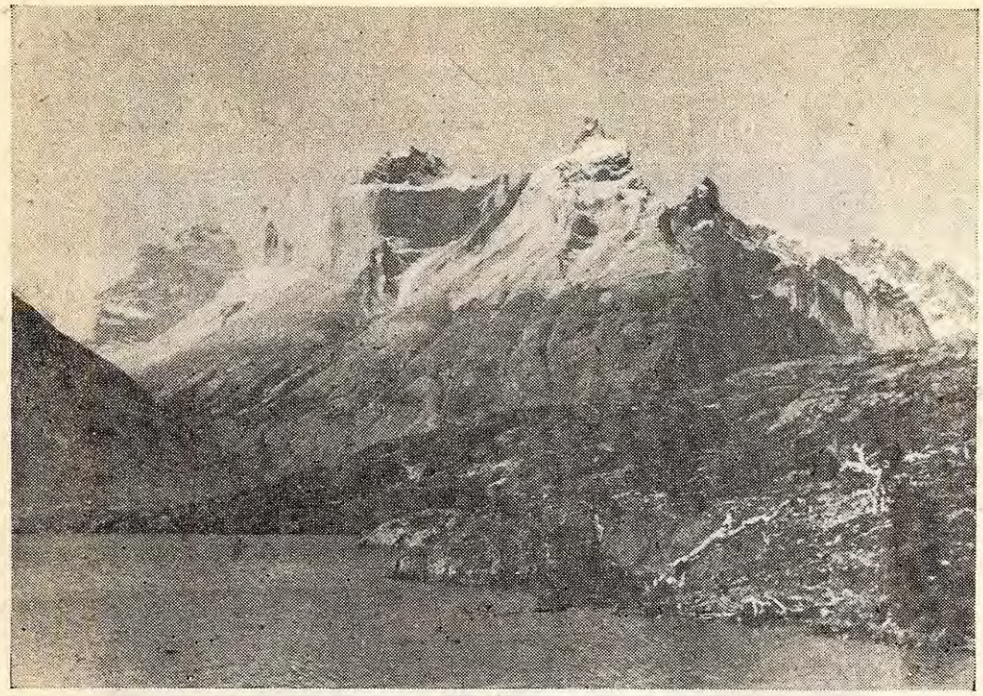


Foto 99: Los Cuernos del Paine, vistos de la Laguna Skottsberg. En el fondo el Paine "Central" (2700m. en nuestro mapa).

Foto 100: El Cuerno Principal del Paine. Nótense la descamación y la pobreza en grietas de gelivación

Foto 101: Paine Grande o Paine Oeste, con sus glaciares colgantes, vistos desde el pie de los Cuernos.

nítico al borde del Canal Magdalena, cubierto por gigantescos hongos de hielo (foto 102), y la *Cordillera Darwin* (cumbre más alta: 2470 m), (foto 103). El Monte Sarmiento fué ascendido en marzo de 1956 por Clemente Maffei y Carlo Mauri, miembros de la expedición italiana De Agostini-Morandini. Otros dos alpinistas de esta expedición subieron al Monte Italia (2350 m), en la parte oriental de la Cordillera Darwin. Como el límite de las nieves se mantiene vecino de 800 m del lado norte y 600 m en el lado sur, la glaciación es muy extensa. Hay en particular un campo de hielo ininterrumpido alrededor de la Cordillera Darwin, entre el Fiordo Contralmirante Martínez y la Bahía Yendegaia, o sea, sobre unos 110 km, con unos 25 km de ancho, en su parte central.

En general, la glaciación es del *tipo noruego,* es decir, que se extiende sobre mesetas de suaves pendientes, de donde bajan numerosos y cortos glaciares hacia los fiordos con fuerte pendiente y muy numerosas grietas. Existen, sin embargo, grandes glaciares, siendo el mayor de todos el *Glaciar Marinelli,* que fluye hacia el norte y se echa en la Bahía Ainsworth.

No se tienen datos sobre el retroceso o avance actual de los glaciares de la Tierra del Fuego.

14. 5. *ACTIVIDAD VOLCANICA EN PATAGONIA MERIDIONAL*

14. 5. 1. *Conos volcánicos y maares.* En Patagonia septentrional, una línea ininterrumpida de volcanes se extiende a lo largo del Valle Central, del Mar interior de Chiloé y del Canal Moraleda, distantes de 30 a 80 km entre sí. El más meridional en actividad es el Volcán Yanteles (43° 29' lat. S.). Siguen, luego, sin actividad en la época histórica, los Volcanes Melimoyu, Mentolat y Macá, este último, cerca de Puerto Aysén.

Acostumbrados a los conos volcánicos del norte de Chile y del Valle Central, engañados por el penacho de nubes o de nieve que los fuertes vientos de oeste entretienen en la cumbre, los lugareños llaman volcán a toda montaña aislada más o menos cónica. Así se llamaron volcanes el Aconcagua, que es una cumbre de porfiritas con sólo alguno que otro dyke basáltico joven; el Tronador, que es en realidad una intrusión granítica, recubierta por brechas traquíticas, con yeso y azufre en el lado oeste, pero de proveniencia externa (Reichert, 1927); el San Valentín y el Fitz-Roy, que son intrusiones graníticas.

Hay en cambio numerosos cráteres volcánicos que, por emitir nubes de cenizas, pero nunca lavas, no han llegado a formar un cono y pasan inadvertidos. Son semejantes a los llamados *maares* (alemán: Maare) del Eifel. Reichert señala varios maares entre el Tronador y la Sierra Santo Domingo. Un ejemplo reciente lo constituye el cráter aparecido en 1955 cerca del Lago Ranco, bien estudiado por Klohn, y bautizado por él Volcán Pillanilahue. Vamos a ver que deben existir varios maares en medio de los Hielos Patagónicos.

14. 5. 2. *Actividad volcánica al oeste del Lago San Martín.* El único cono volcánico conocido en los Andes Patagónicos meridionales, es el Volcán Burney, en la parte noroeste, de la Península Muñoz Gamero, cono de 1750 m

de altitud, extensamente englaciado, que tuvo una erupción en 1910. Sin embargo, todas las turberas de Patagonia meridional, en igual manera que las turberas más al norte, conservan en su seno capas de cenizas volcánicas caídas hace pocos miles de años, y que no pueden atribuirse todas al Volcán Burney (SALMI, 1941).

Por otra parte numerosos glaciares efluentes de los Hielos Patagónicos presentan franjas de fusión (§ 7. 4. 3.) muy distanciadas, que no pueden ser anuales: eso conduciría a velocidades de 10 km/año en ciertos lugares cuando, por lo que se sabe de otros glaciares análogos, no deben sobrepasar 1 o a lo sumo 2 km/año. Interpretamos estas franjas como debidas a erupciones más o menos periódicas de cenizas, por un fenómeno de *jökullhlaup* como se ha observado en Islandia (Véase 9. 3. 6.).

Existen varias observaciones de cenizas volcánicas recogidas sobre los Hielos Patagónicos: por QUENSEL en 1908 sobre el Glaciar Amalia, por DE AGOSTINI en 1953 sobre el Glaciar Chico. Es en esta última zona, al noroeste del Fitz-Roy, en donde los signos de actividad volcánica son más frecuentes. Según DE AGOSTINI, "los habitantes de las estancias situadas en las regiones vecinas a los Lagos Gardiel y San Martín aseguran haber visto, en varias oportunidades, una columna de humo surgiendo del interior de la Cordillera, al occidente del brazo sur del Lago San Martín, acompañada alguna vez por ruidos y resplandores rojizos de llamas, visibles de noche, y de una lluvia de cenizas tenue, de color gris".

El examen de las fotos aéreas nos ha mostrado que en 1946 las franjas de fusión volcánicas se extendían desde el Glaciar Pío XI hasta la lengua del Glaciar Jorge Montt. Al oeste los glaciares H. P. S. 8, Greve, H. P. S. 7 y Bernardo, al este los Glaciares O'Higgins y Chico presentaban todos, en febrero 1946, tres franjas de fusión en la zona de ablación, la más joven ya netamente más abajo del límite del nevero. La última erupción era por consiguiente ya antigua en esa fecha, y no es de extrañar que, tratándose de un volcán sin cono, un *maar*, el cráter estuviese sepultado bajo la nieve e invisible.

Para ubicar aproximadamente el cráter hay que tener en cuenta que los vientos son siempre del sector oeste, salvo muy raras excepciones que no pueden haber ocurrido a cada erupción. Luego es imposible que el origen de las cenizas sea el Volcán Viedma del cual hablamos a continuación. Podría encontrarse el centro volcánico más al oeste, por el Canal Messier o la Isla Wellington, pero el examen detenido de las fotos aéreas nos ha mostrado uniformemente el batolito de granodiorita. Cabe anotar que el 18 de enero de 1878 se señaló por allí una columna de humo de tres mil pies (900 m) de altura, y el mismo día otra (o la misma) era señalada al oeste del Lago San Martín.

Otro dato lo constituye el ancho lecho del Río Greve, desprovisto de vegetación, y que parece ser la sede de avenidas de agua. Aquí no se puede explicar por el vaciamiento de un lago como en el caso del Río Colonia, y esto apoya la hipótesis de pequeños *jökullhlaupes* periódicos.

Ubicaríamos el hipotético cráter al *noroeste del Cerro Lautaro 3380*. Quizás exista un segundo cráter en la vecindad del Cerro Pirámide (2800 m). El cerro mismo tiene la forma de un volcán visto del S. E. (foto DE AGOSTINI), pero no visto del oeste (fotos A. A. F.). Así como el Cerro Lautaro, que tiene la forma de un volcán desmantelado, no puede ser el Cerro Pirámide el origen de las

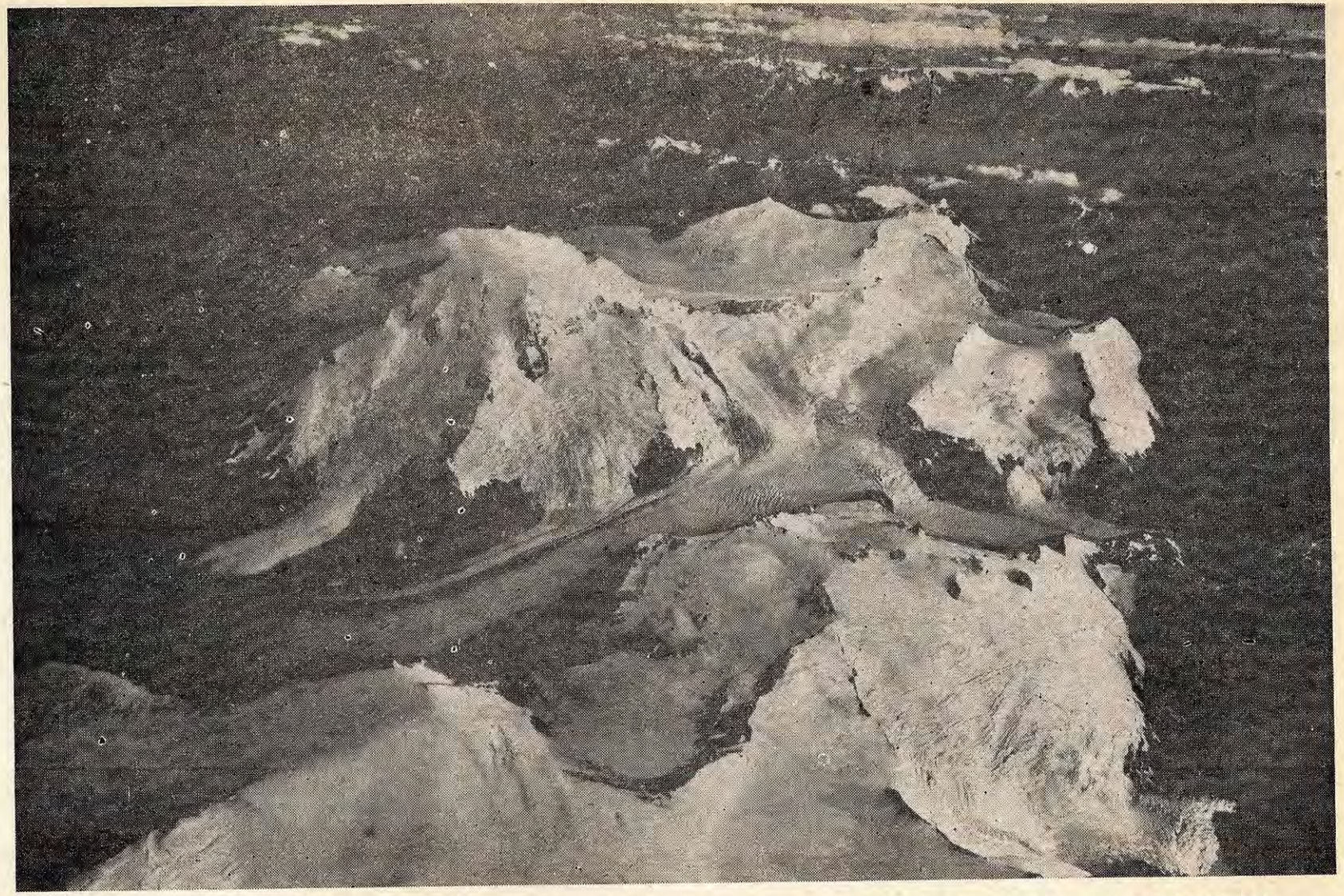


Foto 102: Monte Sarmiento visto del sur. Una nubecita cubre los hongos de hielo terminales. (Foto A. A. F., 412-R-14, propiedad del I. G. M.).

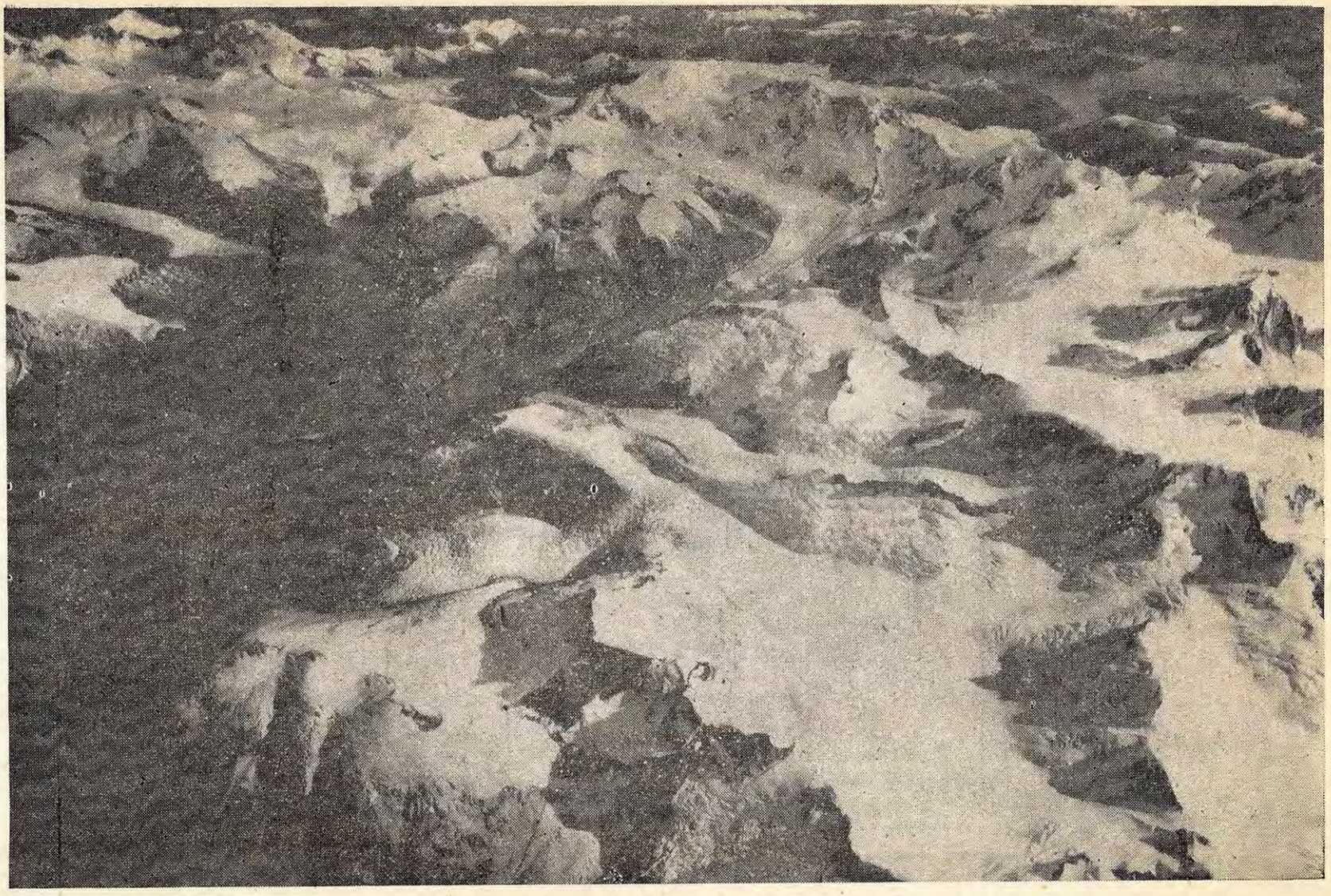


Foto 103: Fiordo Parry y Cordillera Darwin. (Foto A. A. F., 559-L-80, propiedad del I. G. M.).

erupciones, pues está abundantemente englaciado. Además no se explicaría la periodicidad del fenómeno que resulta de la equidistancia de las franjas de fusión.

14. 5. 3. *El Volcán Viedma.* En el Glaciar Viedma, por 73°20′ long. O. y 49°24′ lat. S., parece segura la existencia de un cráter volcánico, aunque nadie parezca haber sido testigo de erupciones en ese lugar. Este *Volcán Viedma* fué señalado por primera vez por KELLER, que creyó distinguir fumarolas sobre las fotos aéreas. No hemos notado fumarolas sobre esas mismas fotos, ni al sobrevolar ese lugar en febrero 1952, durante un vuelo especial que el Gobierno Argentino ofreció a los expedicionarios del Fitz-Roy (foto 95).

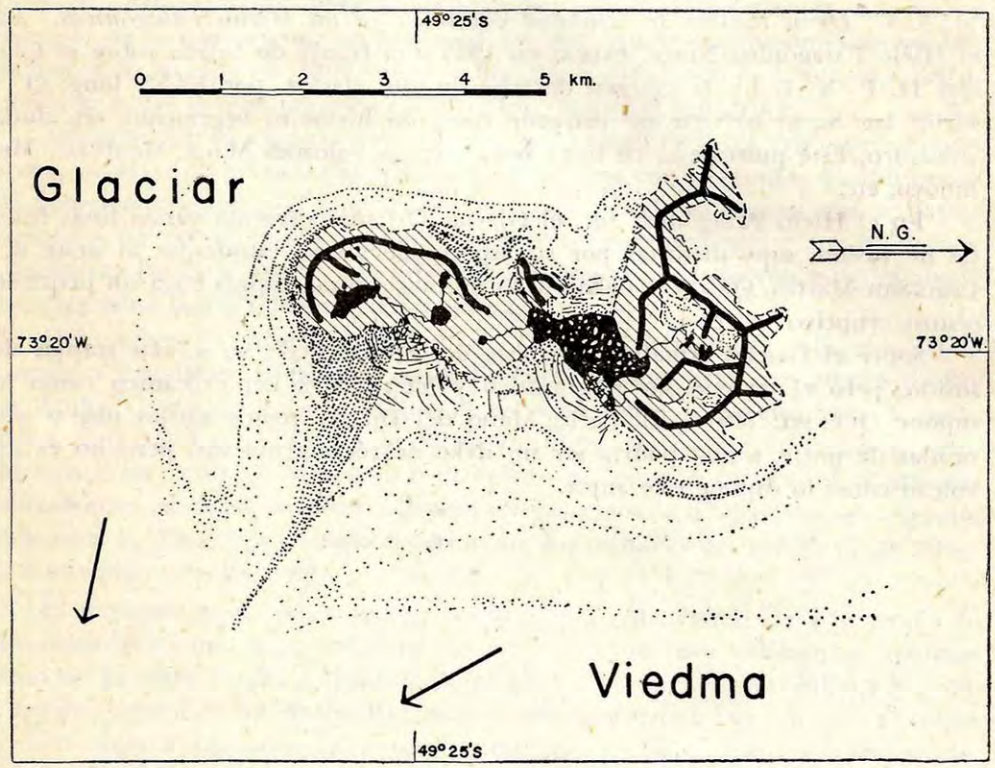


Fig. 61: El Volcán Viedma, tal como se ve en las fotos aéreas de febrero, 1946.

Este cráter se parece muchísimo al Grimsvötn de Islandia poco después de una erupción (foto en THORARINSSON, 1953). Damos en la fig. 61 un mapa de ese cráter, tal como aparece en las fotos aéreas de febrero 1946 (fotos que no podemos publicar por ser confidenciales). Tiene unos 5 km de largo por 2 km de ancho. Por estar cerca del límite de las nieves persistentes, estimamos la altitud del glaciar en ese lugar a 1300 m aproximadamente. En el lado norte y suroeste, rocas volcánicas emergen sobre el nivel del glaciar. Las del norte, más antiguas, están ya horadadas por diminutos circos glaciales. Cuatro lenguas glaciales, dos por el este y dos por el oeste, bajan en el cráter, en donde hay

varias lagunitas, la mayor de 1 km². Todo el borde del glaciar al este está despedazado en seracs, desmoronamiento debido sea al vaciamiento de un lago sobre el cual flotaban las lenguas glaciales, sea más bien a la fusión del hielo al contacto con un suelo calentado por la actividad volcánica.

Tres aureolas de cenizas concéntricas rodean el cráter. La más interior es la más espesa y, por haber impedido la fusión del hielo, está muy encaramada. Se unen con la gran morena medial que baja por el Glaciar Viedma. Sobre el glaciar, lejos del cráter había, tanto en febrero 1946 como en febrero 1952 tres importantes franjas de fusión, la más joven coincidiendo con el límite del nevero: la periodicidad de las erupciones sería, pues, de unos 6 años.

Sería muy interesante que se tomen periódicamente fotos aéreas de ese lugar.

14. 5. 4. *Otros índices de actividad volcánica en los Hielos Patagónicos.* En el Hielo Patagónico Norte, existía en 1945 una franja de fusión sobre el Glaciar H. P. N. 1. En la margen derecha de este glaciar, por 73°52′ long. O. y 47°09′ lat. S., se advierte un pequeño cono sin hielos ni vegetación, sin duda volcánico. Este punto está en línea recta con los volcanes Macá, Mentolat, Melimoyu, etc.

En el Hielo Patagónico Sur, el Glaciar Oriental presenta várias finas franjas de fusión, muy distintas por su aspecto de las ya estudiadas al oeste del Lago San Martín. Quizás se deban a las mismas cenizas, quizás haya un pequeño centro eruptivo local.

Sobre el Glaciar Amalia, al sureste del Fiordo Peel, no se ven franjas de fusión, pero el terreno no es granítico y bien podría ser volcánico como lo supone QUENSEL (1911). El Cerro Mano del Diablo (cinco agujas negras alineadas de norte a sur) podría ser un dyke de rocas eruptivas, pero no es un volcán como lo supone este autor.

Capítulo XV

NOCIONES SOBRE LA GEOLOGIA GLACIARIA DE LOS ANDES

15. 1. *BREVE BOSQUEJO GEOLOGICO*

15. 1. 1. *Estratigrafía.* Para los lectores no geólogos haremos un muy breve resumen de la geología de los Andes al sur del Aconcagua, basándonos principalmente en las obras de BRUGGEN y de FERUGLIO, y tratando de hacer una distinción neta entre lo que está bien establecido y lo que es hipotético.

Durante el jurásico aparecieron muy espesas capas de lavas (vulcanitas): porfiritas en los Andes Centrales, pórfidos cuarcíferos en Patagonia. Posiblemente las erupciones hayan sido submarinas, pero no hay prueba alguna que se hayan hecho en un geosinclinal, entre un Continente Sudamericano y un hipotético Continente Pacífico: esto es una hipótesis ligada a antiguas teorías hoy día abandonadas sobre las formaciones de las montañas.

Del cretáceo se encuentran hoy día en la Pampa Patagónica sedimentos continentales (esquistos) alternando con sedimentos marinos (calizas y areniscas). En los Andes Centrales siguen durante el cretáceo inferior las efusiones de porfiritas, con algunos depósitos de caliza fosilífera (a veces transformada ulteriormente en yeso), y de areniscas. Durante el cretáceo medio, el senoniano exactamente, se depositan los conglomerados marinos de Quiriquina en algunos puntos de la costa. Del cretáceo superior son los carbones del sur de Chile (Piso de Concepción de BRUGGEN).

El terciario inferior o eoceno es continental, pero en el terciario medio u oligoceno hubo una gran invasión marina. Se encuentran sedimentos marinos tanto en la costa Pacífica (Piso de Navidad) como en la costa Atlántica y en el borde oriental de los Andes Patagónicos (Patagoniense), pero no en el centro de la Pampa Patagónica, en donde parece haberse mantenido el Continente (Península Tehuelche). Durante el final del mioceno (terciario superior) y el plioceno inferior ocurren las grandes efusiones de andesitas, traquitos y basaltos, tanto en el cordón fronterizo central como en todas las mesetas patagónicas al oriente de la Cordillera.

Tal es a grandes rasgos la trama segura con la cual hay que sincronizar los fenómenos orogénicos: plegamientos, levantamientos y hundimientos, fallas.

15. 1. 2. *Tectónica.* Hay que distinguir entre plegamiento y levantamiento de la Cordillera de los Andes. Todo el plegamiento andino se hizo durante el cretáceo medio, pero sólo parte de su levantamiento. Siguió durante el terciario la formación de una peneplanicie, que ulteriormente fué solevantada a 3000 m en los Andes Centrales. Según BRUGGEN el hundimiento del Valle Cen-

tral ocurrió durante el plioceno superior, a la víspera de las grandes glaciaciones del pleistoceno.

En realidad tanto el levantamiento de los Andes como el posterior hundimiento del Valle Central se han hecho lentamente (hasta en la escala geológica), y posiblemente en numerosas fases. Hay una discordancia de erosión tanto entre las capas de Quiriquina y el Piso de Concepción como entre éste y el Piso de Navidad, es decir tanto en el cretáceo medio como en el terciario inferior.

Por otra parte el hundimiento del Valle Central parece seguir aún hoy día. MUÑOZ C. y BORDE han notado discordancias en las morenas de piedra pómez del valle del Maipo (comunicación verbal). A ello se deben los bosques sumergidos del sur de Chile: según BRUGGEN la costa de Aysén se hundió de unos 5 m posteriormente a la exploración de Vea, en 1675. (Las terrazas marinas, éllas, se deben ante todo a las variaciones del nivel de los mares).

Estos movimientos epeirogenéticos y hundimientos, sin duda, se hacen un poco a cada seismo, una misma falla pudiendo jugar repetidas veces. Con el terremoto de Chillán de 1939 la región entre Bulnes y Cauquenes se levantó de 2 m a 2,5 m (BRUGGEN, 1950). Con un movimiento promedio de 2 m por siglo, los 4000 m de rechazo que tiene la falla limitando el Valle Central a Santiago pueden formarse durante el Pleistoceno superior.

Para explicar los valles transversales de la Cordillera Patagónica, por donde muchos ríos nacidos en las vertientes orientales desagüan en el Pacífico, GROEBER (1927) hace una hipótesis sorprendente: supone que la Cordillera Patagónica no se creó al mismo tiempo que los Andes Centrales, en el cretáceo, sino en el mioceno. Durante casi todo el terciario la divisoria de aguas interoceánicas, coincidiendo con la línea de altas cumbres, habría corrido entonces a lo largo del meridiano 70° no solamente en los Andes Centrales sino también en Patagonia. No somos calificados para juzgar los argumentos geológicos con que GROEBER apoya su hipótesis. Veremos que la captación de los ríos orientales por el Pacífico puede explicarse de una manera distinta. Por otra parte bien parece la peneplanicie terciaria extenderse sobre todos los Andes, bajando progresivamente de altura: de 3000 m frente a Santiago (33° lat. S.), baja a 2000 m por 43° lat. S. y a 500 m hacia Punta Arenas (53° lat. S.).

El levantamiento de la Cordillera ha inclinado las capas sedimentarias de la Pampa, que van inclinándose lentamente del oeste al este, cortadas al sesgo por la erosión: de manera que los terrenos más antiguos afloran más cerca de la Cordillera.

15. 1. 3. *La intrusión de granodiorita.* BRUGGEN mostró que el gran batolito de granodiorita de la Cordillera de la Costa no era primario o precámbrico como lo habían afirmado otros autores, sino posterior a las porfiritas jurásicas. Por otra parte en un punto (en Algarrobo) encontró una prueba que era anterior a las capas senonianas de Quiriquina. Es por consiguiente una intrusión magmática sincrónica del plegamiento andino, y que en muchos lugares ha destruído todos los terrenos anteriores al jurásico.

La granodiorita desaparece de la Cordillera de la Costa alrededor de 38° lat. S., y vuelve a aparecer de manera ininterrumpida, como una faja de unos

70 km de ancho, a lo largo de toda Patagonia, al oeste del Canal Moraleda y de la Península de Taitao, y luego en la zona de los canales. Discutir si se trata de una prolongación de la Cordillera de la Costa o del batolito subyacente en la Cordillera Central carece de sentido, pues ambas cordilleras constituyen una misma entidad tectónica, y la granodiorita de ambos lados debe reunirse por debajo del Valle Central.

La mayoría de las altas cumbres de la Patagonia: San Valentín, San Lorenzo, Mellizos, Fitz-Roy, Murallón, Paine, etc., son intrusiones locales de granodiorita, aisladas en medio de pórfidos más quebradizos y esquistos más blandos. Debido a ello la denudación por los glaciares del pleistoceno las ha puesto en fuerte relieve. Es de notar, sin embargo, que las rocas metamórficas formadas al contacto de la intrusión parecen ser más resistentes a la erosión que la intrusión misma.

Hemos estudiado especialmente la intrusión del Fitz-Roy (LLIBOUTRY, 1952, 1953), mostrando que no había levantado los terrenos vecinos, haciéndose por digestión. Las capas de pórfidos cuarcíferos inclinadas que se observan en la vecindad del Fitz-Roy (pero sólo en la mitad norte de la zona) no deben su inclinación a la presencia de esta intrusión: constituyen un bloque inclinado que hace el relevo de un juego de fallas norte-sur.

En esa intrusión aislada la diferenciación magmática es muy notable. Hay un núcleo de unos 45 km^2 de sección horizontal constituído por una roca clara: granodiorita anfibólica en el centro pasando a granito normal en la periferia. Alrededor hay una "cáscara" de diorita cuarcífera oscura más descompuesta. El contacto entre "núcleo" y "cáscara" es franco y vertical por todos los lados: la intrusión merece el nombre de *stock*, y no de lacolito que se le ha dado a veces. Alrededor aún, las rocas migmáticas son muy reducidas: quizás porque la intrusión alcanzó la superficie y los elementos mineralizadores se escaparon; quizás (aunque no haya prueba contundente de ello), porque estas intrusiones son más jóvenes que el gran batolito.

15. 1. 4. *Fiordos y lagos pedemontanos.* Aunque en los Andes Centrales los glaciares cuaternarios hayan dejado notables huellas (véanse 12. 2. 4. y 15. 2.), es en Patagonia en donde han sellado casi enteramente la orografía actual. Hablaremos luego de las morenas y acarreos glaciarios. Veamos aquí la erosión glaciaria.

Las islas occidentales de Patagonia meridional y las islas al sur del Canal Beagle fueron despojadas de casi toda la cubierta sedimentaria. Se presentan como lomas desnudas de granodiorita, sobre las cuales los glaciares han esculpido numerosas estrías paralelas. La vegetación que busca asilo en las estrías las hace más nítidas en las fotos aéreas.

Hubo una muy importante sobreprofundización de los fiordos. Mientras que la meseta continental se halla a menos de 200 m debajo del nivel actual del océano, en los fiordos se observan profundidades de hasta más de 1000 m. No pueden explicarse por un más bajo nivel de los mares: las estimaciones de los especialistas varían entre 40 y 300 m como desnivel máximo, y además los lugares sobreprofundizados se hallan demasiado lejos del borde de la meseta continental. Hemos visto en 8. 3., que esta sobreprofundización puede pro-

ducirse en zona de fuerte ablación, merced a avances y retrocesos sucesivos del frente.

Del lado oriental la sobreprofundización, más que las morenas de empuje terminales, provocó toda una serie de grandes lagos pedemontanos: lagos de la llamada *Región de los Lagos* chileno-argentina y, en Patagonia meridional, Lagos Buenos Aires, San Martín (O'Higgins), Viedma y Argentino. Más al sur estos lagos comunican con el Pacífico por sus fiordos occidentales, y constituyen el Golfo Almirante Montt, los Senos Skyring y Otway, el Estrecho de Magallanes y la Bahía Inútil.

Es notable que en una región dada los fiordos (o las partes rectas de ellos, cuando tienen una forma en zig-zag) no tienen una orientación cualquiera. En general hay tres direcciones privilegiadas: la una, que es la del eje de la Cordillera, de norte a sur, torciéndose hasta ser de oeste a este en el Canal Beagle. Las dos otras inclinadas de unos 40° sobre esta dirección principal. Este efecto estadístico no puede corresponder a tres direcciones distintas del movimiento de los hielos, en tres épocas distintas. Deben corresponder a tres direcciones de menor resistencia en el batolito.

Es curioso notar que tanto en el Fitz-Roy (mapa fig. 57) como en el Paine (mapa fig. 59) los filos tienen casi todos o la dirección principal, o la dirección perpendicular: hay dos direcciones privilegiadas en vez de tres. Sería bueno poder precisar estas apariencias por un estudio de *petrofabrics,* es decir de las direcciones de las diaclases y de las tensiones internas en las rocas. Quizás así se pueda demostrar que las intrusiones del Fitz-Roy, Paine, etc., tienen una historia independiente de la del batolito y son más jóvenes.

15. 1. 5. *Circos glaciales a baja altura.* Vecino del problema de la sobreprofundización de los fiordos es el problema de los circos glaciales, que cubren toda la peneplanicie de granodiorita. Los más altos están ocupados actualmente por los glaciares, pero existen a todas las alturas, incluso cuyo piso se halla al nivel del mar o por debajo. Parece imposible que cuando el hielo recubría enteramente la región, haya podido excavar hoyos tan profundos. Hay que suponer, conforme a las ideas expuestas en 8. 3. y 12. 2. 4., que los circos se excavaron en la margen de un glaciar, ya sea inlandsis, ya sea pequeño glaciar local.

La disposición de muchos circos que actualmente son marginales parece contradecir una erosión enteramente por los hielos. Alrededor de los grandes glaciares occidentales (San Tadeo, Steffen, H. P. S. 7, Pío XI. . .) los circos forman valles cortos, especies de rinconadas, en donde estos glaciares envían brazos, que van a morir en pequeños lagos. El movimiento de los hielos es actualmente en sentido contrario de lo que exigiría la erosión glacial. O bien los circos se formaron en una época más calurosa, de desglaciación avanzada, por erosión fluvial, y los hielos los han luego únicamente retocado, dándoles su aspecto glaciario. O bien se formaron en una época más fría, merced a pequeños glaciares locales, pero cuando el hielo continental no había aún invadido la región.

15. 2. *GEOLOGIA GLACIARIA DE LOS ANDES DE SANTIAGO*

15. 2. 1. *Distintas glaciaciones.* El número de glaciaciones que hubo en los Andes de Santiago nos es dado a conocer por los estudios estratigráficos que está efectuando MUÑOZ CRISTI en los pozos de Santiago. La capa más profunda que alcanzan estos pozos es un acarreo glacial, con fragmentos esquinados de rocas andinas descompuestas. Encima se encuentra una arcilla interglacial que constituye la capa aguadera. Encima hay una potente capa de morenas de piedra pómez, que afloran a la superficie al oeste de Santiago, en la región de Pudahuel. Por ello llamaremos la glaciación correspondiente: *glaciación de Pudahuel.* Se trata de tobas de una arena volcánica blanca amarillenta, con fragmentos grandes de piedra pómez del mismo color, fragmentos esquinados de porfirita y a veces bloques de arcilla glacial. Por fin a la superficie, con un espesor muy variable, se encuentra la arcilla con rodados fluvioglaciales de la última glaciación.

Hubo por consiguiente por lo menos una glaciación antigua anterior a la glaciación de Pudahuel, separada de ella por un largo período interglacial (durante el cual la actividad volcánica debió ser intensa y las cenizas de piedra pómez recubrir toda la cordillera). De los estudios preliminares efectuados parece resultar que en la región de Santiago esta glaciación antigua se extendió menos lejos que la de Pudahuel.

En La Cueva (a 30 km de la costa, entre Pichilemu y el Río Rapel, por 34°15′ lat. S.) hay un conglomerado glacial con material volcánico que forma una meseta, 50 m por encima de la altiplanicie de granodiorita de la Cordillera de la Costa. BRUGGEN lo atribuye a una glaciación anterior al hundimiento del Valle Central. Según MUÑOZ C. se trata de morenas de la glaciación de Pudahuel, alzadas por un juego de fallas muy reciente. Sin embargo según BORDE el aspecto es muy distinto de las morenas de Pudahuel: se trata de un material malva y no blanco, ya transformado en tilita. Quizás se trate de otra glaciación antigua, distinta de la anterior.

15. 2. 2. *La glaciación de Pudahuel.* En el valle del Río Maipo hay terrazas de piedra pómez varios centenares de metros encima de la terraza fluvial la más alta. Aparecen a la cota de 1500 más o menos en San Gabriel (BRUGGEN), y a la cota 900 después del Estero el Manzano: primero en la ribera derecha del Maipo y luego, a la salida de la Cordillera, en la ribera izquierda. Ya en el Valle Central, en el Cerro Chena, las terrazas están a 10-20 m sobre el valle, es decir más o menos a la cota 600.

En Pudahuel las morenas de piedra pómez forman lomas y depresiones sin desagüe, morfología característica de una morena de ablación. Se trata, pues, de un gran glaciar pedemontano que cubría la cuenca de Santiago.

La piedra pómez rellena también enteramente el valle del Río Puangue, en la Cordillera de la Costa, depositada en general encima de la roca fundamental, pero con intercalación de un paleosuelo. Allí según BORDE el aspecto morfológico no recuerda en nada el de una morena. Los bloques esquinados de porfirita desaparecen. Quebradas angostas han sido rellenadas por la piedra pómez, desfiladeros atravesados por una ingente cantidad de acarreo, lo que no

puede haber sido hecho por un glaciar. Tampoco puede tratarse de un transporte fluvial ordinario, pues los fragmentos no se han clasificado según el tamaño. Debe tratarse de material traído por inundaciones bruscas, provocadas por erupciones o por el vaciamiento repentino de lagos (§ 9. 3. 4.).

En la cuenca del Rapel el mismo aspecto se observa al norte y al oeste de Rancagua, en donde según BRUGGEN se trataría de la deposición en un lago. No se conoce el equivalente de las morenas de Pudahuel.

15. 2. 3. *Caracteres de la última glaciación.* Obcecado por los sistemas de morenas de empuje del norte de Europa y de Patagonia, BRUGGEN ha querido ver en algunos valles de los Andes de Santiago tres sistemas de morenas sucesivas. De hecho, en el valle del Juncalillo (afluente secundario del Río Aconcagua que sigue el Transandino), hay 4 umbrales glaciales, recubiertos por morena de ablación y bloques erráticos. En el valle andino del Río Laja, cerca de la planta hidroeléctrica del Abanico, hay una terraza de acarreo glaciario cortada por la erosión fluvial en 4 lomas casi paralelas al río. Es muy arbitrario explicar estos aspectos por 3 empujes sucesivos.

Sólo hemos podido estudiar, en colaboración con el Profesor Juan BORDE, el valle del Río Maipo. Una espesa morena de ablación, entrelistada con capas de rodados fluvioglaciales, llena el valle entre Puente Alto y Río Colorado, prosiguiendo por este útimo valle. Después del km 5 de la carretera a Los Maitenes, las capas de rodados, que se iban menguando, desaparecen por completo, y sólo queda la morena.

Alrededor de Las Vertientes, y también en El Manzano, se encuentran núcleos, bolsones de arena gris estratificada, a veces de manera fina como varvas, otras veces de manera más grosera, que son aprovechados para construcción. Estos bolsones de arena pueden terminarse verticalmente al contacto con el acarreo glaciario. Debe tratarse de depósitos dentro de lagunas sobreglaciales.

A la salida de la Cordillera, en Las Vizcachas, no existe anfiteatro morénico alguno, y lo que BRUGGEN tomó por tal son pequeños cerros islas de roca fundamental, alrededor de los cuales se han mantenido fragmentos de la morena de piedra pómez y de las ulteriores. En realidad los acarreos glaciarios desaparecen progresivamente dentro de los rodados fluvioglaciales del Valle Central, sin que se conozca límite neto.

Existen en esta zona numerosas terrazas fluviales, pero, salvo la más alta, no corresponden a niveles de erosión netos, que se podrían relacionar con tranques morénicos. Se trata de *terrazas poligenéticas,* debidas al hundimiento progresivo del río dentro del acarreo glacial y glaciofluvial, al par que oscilaba su curso dentro del valle.

La parte baja de estos valles andinos no tiene perfil en U como el valle del Río Olivares o el valle del Río Volcán cerca de Lo Valdés. No se puede decir que esta forma existió, pero fué borrada por la erosión ulterior, pues no se encuentra material de erosión alguno sobre las morenas del Río Colorado.

Todos estos aspectos nos permiten afirmar que la última glaciación tuvo el mismo carácter subtropical que las actuales. Se trataba de glaciares sumamente recubiertos con escombros de su parte baja, formando larguísimas lenguas en el centro de los valles. Durante la desglaciación, los frentes no retro-

cedieron abandonando un arco morénico transversal, sino que los glaciares quedaron estancados, inmóviles bajo su manto superficial. Masas de hielo muerto sobrevivieron mucho tiempo en el fondo de los valles. Todo el tiempo arroyos sobreglaciares removían la morena de ablación y redondeaban sus bloques, depositando arena en los remansos y las lagunitas sobreglaciales. Durante los avances, el glaciar se sobreponía a sí mismo, una nueva masa de hielo barroso recubriendo el material trabajado por las aguas.

El glaciar que desde el Tupungato y el Nevado Juncal alcanzaba el Valle Central tenía unos 85 km de largo. Un glaciar subtropical de este tamaño existe hoy día en el Tien-Chan.

15. 2. 4. *Distintas etapas de la última desglaciación.* No es por consiguiente la morfología que nos puede indicar, por medio de morenas de empuje sucesivas, las etapas de la última desglaciación. Hay que recurrir a la estratigrafía, que nos muestra capas de morena alternando con capas fluvioglaciales (lo que ciertos geólogos llaman morena interna y morena de ablación, pero en realidad ambas capas han pasado por esas dos etapas. La única diferencia es que las segundas han sido entrenadas y trabajadas por las aguas, las primeras no).

En Puente Alto, como lo observó BRUGGEN, se notan dos capas de morenas, en La Obra se llega a ver una tercera. Según este autor en el valle del Río Colorado aparecen morenas más jóvenes entre Maitenes y el Alfalfal.

Después del Río Colorado, subiendo a lo largo del Maipo, las morenas de la última glaciación permanecen invisibles hasta San Gabriel, en donde confluyen los Ríos Yeso, Volcán y Maipo superior. No hay prueba alguna que durante la última glaciación los glaciares que bajaban por estos tres valles hayan alcanzado el glaciar del Río Colorado.

En el valle del Río Yeso hay morenas: 1) Cerca de la confluencia; 2) Al sur de la Laguna Negra, sobre 13 km de valle sin interrupción (con el margen, al borde de la carretera, bolsones de arena y depósitos de pendiente estratificados y plegados: véase 8. 5. 4.); 3) Después del llano de Las Taguas y del Estero Casa de Piedra, morenas muy ricas en yeso con su pequeño aspecto kárstico típico. (Una curiosa pirámide en medio del valle se debe a un bloque de conglomerado glacial que ha, sin duda, basculado al borde de una dolina).

En el valle del Río Volcán hay morenas: 1) Después de la confluencia, sobre 5 km; 2) Después de Lo Valdés.

En el valle del Maipo superior, sólo se conocen morenas en la bocatoma de la planta Los Queltehues.

Los aspectos observados se explicarían con tres oscilaciones de amplitud vecina y luego, durante el postglacial, una oscilación de amplitud menor; pero un estudio más detenido puede hacer modificar estas conclusiones.

15. 3. *GEOLOGIA CLACIARIA DE PATAGONIA*

15. 3. 1. *Glaciaciones antiguas y glaciaciones jóvenes.* Las primeras observaciones con sólida base científica que se han hecho sobre las glaciaciones cuaternarias de Patagonia parecen ser las de CALDENIUS (1932). Sus resultados han sido modificados en lo que se refiere a las glaciaciones más antiguas por

los estudios ulteriores de FERUGLIO (1933, 1949), LJUNGNER (1949) y AUER (1951). Citemos a este último:

"Patagonia puede ser dividida en tres regiones glaciogeológicas: La región oriental, con una formación de cantos rodados (*rodados tehuelches*), que aparecen como morenas, depósitos fluvioglaciales, deltas, sandres, anchos mantos con suaves ondulaciones, etc., la parte occidental al pie de la Cordillera con *morenas jóvenes,* y una región entre las dos con glaciaciones locales aisladas, y en donde se nota una gran erosión glacial...

"Las investigaciones muestran que Patagonia fué recubierta por dos grupos de glaciaciones, el antiguo y el joven, cada uno dividido en dos grupos con sus respectivos avances locales y sus respectivas estagnaciones. La división del grupo antiguo no es muy clara, pero sus oscilaciones son bastante claras para poder ser distinguidas.

"La (o las) *antigua glaciación* se extendió lejos hacia el este... Como lo demostraron las investigaciones de GROEBER, los acarreos de esta glaciación yacen sobre las mesetas a dos niveles distintos. El glaciar era de tipo pedemontano *, las más altas montañas elevando sus cumbres por encima. El material de esta glaciación se halla en general *in situ,* y se encuentra sobre las mesetas, y en profundidad en los valles, bajo la forma de un conglomerado de guijarros rugosos. En otros lugares las glaciaciones más jóvenes han movido el material más hacia el este. Además en muchos lugares la solifluxión y la glaciación local han deformado el material original de los antiguos depósitos. Como lo indica la estructura suavemente ondulada del acarreo y la naturaleza glaci-fluvial de las pendientes, durante el retroceso de la glaciación quedaron grandes áreas de hielo muerto. En los valles se puede notar cómo el rodado tehuelche se concentra en el borde de las terrazas que se formaron durante el retroceso de los glaciares. Por consiguiente el gran casquete de hielo ha estagnado en algunos lugares durante su retroceso formando acumulaciones con un carácter típico de morena de ablación, y en esas regiones actualmente uno encuentra un sinnúmero de lagos y valles secos antiguos. Del norte al sur los pequeños lagos aparecen como regiones longitudinales, y se agrupan como las perlas de un collar de oeste a este, indicando antiguos arroyos de fusión.

"*Las glaciaciones más jóvenes* tienen una forma típicamente alpina *, y recuerdan mucho el Glaciar Malaspina, especialmente durante su mayor extensión. Los circos glaciales que se pueden encontrar en muchos lugares cerca de la costa Atlántica se formaron también en esa época.

"La relación entre los acarreos antiguos y jóvenes es una cuestión difícil de resolver. Entre los rodados tehuelches y las morenas jóvenes no encontré contacto; sólo en la región medial uno puede observar, debajo del material removido por la glaciación joven (*younger redepositions*), cantos rodados rugosos que pueden ser de origen *tehuelche*. En general el *tehuelche* no puede verse o encontrarse en la proximidad de los Andes...

---

*No estamos de acuerdo con AUER en calificar de alpina la glaciación joven y de pedemontana la antigua. La glaciación joven se parece al Glaciar Malaspina, y éste es el ejemplo tipo de glaciar pedemontano. La glaciación antigua debía parecerse más bien al Hielo Continental de Groenlandia por sus dimensiones, y al Hielo Continental de la Antártida por el hecho que algunas cumbres sobrepasaban la capa de hielo.

"Las investigaciones también demuestran que el nivel del mar debió ser mucho más bajo durante los períodos glaciales y mucho más alto durante los períodos interglaciales que hoy día. Las erupciones volcánicas fueron muy intensas durante el interglacial, y el clima más húmedo que el actual".

15. 3. 2. *Extensión de la glaciación antigua.* El límite oriental de la glaciación (o las glaciaciones) antigua siguió más o menos el meridiano 69°, alcanzando la costa actual del Atlántico en el Golfo San Jorge. Más al sur los hielos deben haberse extendido lejos sobre la plataforma continental. Sin embargo, en las Islas Malvinas no se han encontrado indicios de un englaciamiento generalizado, sino solamente muy importantes formas periglaciales fósiles: larguísimas coladas (o glaciares) de rocas, de las cuales la lluvia se ha llevado hoy día toda la tierra fina.

El ancho del campo de hielo fué por consiguiente en Patagonia meridional de 600 a 700 km, lo que implica que su altitud en el centro debió ser más o menos la cota actual 2500 m (§ 7. 2. 2.): solamente las más altas cumbres de Patagonia debieron emerger de él como aislados nunataks. Notemos que no es necesario suponer para que un tal casquete de hielo se mantenga, un límite de las nieves persistentes más bajo que el actual: sólo fué necesario un clima distinto para su formación (*autocatalisis de altitud* de CAILLEUX. Véase 5. 4. 1.).

La divisoria interoceánica de los hielos debía encontrarse mucho más al oeste, como lo demuestra el estudio de los acarreos glaciarios antiguos, los cuales, exceptuando algunos grandes bloques erráticos, no contienen granodiorita. Con un tal espesor de hielo no es de extrañar que el movimiento se haya hecho desde las mesetas Patagónicas hacia el Pacífico, por encima de la Cordillera. Así pudieron formarse los valles transversales de la Cordillera, por la junción de pares de valles opuestos y divergentes. No es necesario suponer que la Cordillera Patagónica se levantó más tarde como lo hace GROEBER (véase 15. 1. 2.).

15. 3. 3. *Las morenas jóvenes.* CALDENIUS ha reconocido en Patagonia meridional y Tierra del Fuego, además de un sistema de morenas antiguas sin relación con el relieve actual, tres sistemas de morenas de empuje más o menos paralelas, que atribuye a la última glaciación.

La existencia del *segundo sistema,* que formaría el Cabo Vírgenes a la entrada del Estrecho de Magallanes, no ha sido confirmada por los autores ulteriores. Se trata de un material mucho más descompuesto, separado del tercer sistema de morenas por depósitos interglaciales (observación de AUER en la Isla Santa Marta), y que proviene de una glaciación antigua.

El *tercer sistema* de morenas de CALDENIUS, que mejor llamaremos *morenas de la Primera Angostura* limita al este los Lagos Viedma y Argentino, el Lago Blanco (al este del Seno Skyring), y forma la Primera Angostura del Estrecho. CALDENIUS lo ha seguido hasta las Islas Nueva y Lenox, al este de Navarino. El estudio de las *varvas* (arcillas listadas con estratificación anual, debido al depósito alternado de limo fino y limo grueso) condujo a este autor a asignar a las morenas de la Primera Angostura 18 000 años de antigüedad.

El *cuarto sistema* de CALDENIUS, o mejor las *morenas de la Segunda Angostura,* limitan al este la Bahía Inútil, forman la Segunda Angostura del

Estrecho de Magallanes, limitan al este los Senos Otway y Skyring, el Golfo Almirante Montt y el Lago del Toro, y cortan por la mitad los Lagos Argentino y Viedma. El estudio de las varvas hecho por CALDENIUS hace fechar estas morenas de hace 10 000 años. Esto coincide con lo deducido por AUER del estudio de las turberas como tiempo transcurrido desde la última glaciación.

Hemos figurado estos dos sistemas en nuestro mapa de Patagonia meridional fig. 53. Extrañará al lector que en la zona de mayor englaciamiento actual las morenas estén mucho menos distantes de la Cordillera que en el Estrecho de Magallanes. La causa es la siguiente:

En la zona del Estrecho, la Cordillera sobrepasa en pocos lugares el límite de las nieves perennes (unos 900 m sobre el nivel del mar). Cuando un campo de hielo se extendía entre estas morenas jóvenes y el límite occidental de la plataforma continental, es decir sobre 250 a 300 km de ancho, su espesor era por lo menos de 1500 m (véase 7. 2. 2.), y por consiguiente, aún sin tener en cuenta la baja del nivel del mar, la superficie del campo de hielo estaba bien por encima del límite de las nieves. Ocurría lo que CAILLEUX llama *autocatalisis de altitud* (§ 5. 4. 1.). Desapareciendo el casquete de hielo, no podía volver a formarse con el clima actual.

En cambio más al norte, en donde la Cordillera es más alta, si los glaciares retroceden mucho o desaparecen durante una época desfavorable, al volver las condiciones de clima actuales, vuelven a aparecer: la glaciación es más estable.

Es completamente falso decir, como se lee en algunas parte, que los Hielos Patagónicos son "un residuo de la Epoca Glaciaria", aún si se quiere solamente expresar así que están fuera de equilibrio y llamados a desaparecer, o bien que no podrían volver a formarse en las circunstancias actuales. El caso es muy distinto de Groenlandia o de los casquetes de hielo subpolares árticos.

15. 3. 4. *Paleoglaciología de la zona del Fitz-Roy.* En la zona del Fitz Roy tuve la ocasión de estudiar el cuarto sistema de morenas: forma un arco bien conservado en medio de todos los valles ocupados por glaciares alpinos independientes. En la ribera norte del Lago Viedma, en su mitad occidental, escribí que hay una muy nítida terraza fluvioglacial y otras tres más bajas, y atribuí el conjunto al 3º y 4º sistemas de CALDENIUS. El examen de fotos aéreas que no poseía en esa época me ha mostrado que hay hasta 5 terrazas más bajas, y que todas se acaban en medio del lago y por consiguiente pertenecen al 4º sistema. Quizás las fases de retroceso del Glaciar Viedma hayan sido perturbadas por el volcán que existe en su cuenca de alimentación.

BRUGGEN observó terrazas parecidas en el Canal Elefantes, constituídas por varvas en vez de rodados. Para explicarlas cree necesario suponer una sedimentación en agua dulce anterior a la ocupación del canal por los hielos, los cuales se habrían llevado la mayor parte del depósito. En realidad se trata sencillamente de depósitos en los lagos marginales de un glaciar o de terrazas fluviales formadas en la margen de un glaciar (*kames*).

Al norte del Fitz-Roy existe un ancho boquete en la Cordillera, por donde corre hoy día el Río Eléctrico, por donde los hielos invadieron la zona del Fitz-Roy durante la última glaciación. Bloques erráticos nos muestran la altura alcanzada por los hielos al pie oriental del Fitz-Roy, en el valle del

Río Blanco: la cota 1500 actual, es decir, 800 m sobre el nivel del valle. Es mucho más de lo que supone ROHMEDER, en un estudio muy superficial de la zona. Los hielos corrieron en ese valle siempre de NNO a SSE, como lo demuestra un bonito drumlin. (No es neecsario suponer corrientes de hielo ora en un sentido, ora en sentido contrario, como lo hace ese autor). Fueron a juntarse con el gran glaciar pedemontano que ocupaba el Lago Viedma, desbordando parcialmente por encima del filo al este de la Estancia Madsen, en el Arroyo de las Vacas. Otra potente corriente de hielo paralela pasaba por detrás del Fitz-Roy, profundizando el angosto valle en donde yace hoy día el Glaciar Torre. (Véase mapa fig. 57).

Al mismo tiempo que se formaba el 4º sistema de morenas y que se depositaban las terrazas señaladas, hace 10.000 años, los hielos formaban morenas de empuje en medio de los valles actuales del Río Blanco y del Río Fitz-Roy. Es decir, que cuando aún subsistía la mitad del gran glaciar pedemontano Viedma, ya los glaciares secundarios efluentes del campo de hielo se habían retirado en medio de los valles cordilleranos. Disminuyendo el espesor del campo de hielo, emergió en toda su extensión el Cordón Marconi, y el caudal de estos glaciares secundarios disminuyó considerablemente.

Hemos estudiado en detalle este caso, porque casos análogos deben ser muy corrientes. Si bien los retrocesos (o avances) de un hielo continental sobre una gran llanura pueden ser considerados como simultáneos en toda la longitud del frente, en una zona cordillerana pueden no ser en nada sincrónicos.

15. 3. 5. *Sincronización con los glaciares del Hemisferio Norte.* La mayoría de los autores admite hoy día que hubo en Europa y América del Norte, cuatro glaciaciones, a las cuales se da los nombres siguientes:

	Alpes (PENCK, 1901)	*Norte de Europa* (KEILHACK, 1927)	*Norteamérica* (CHAMBERLAIN 1894)
1ª	Günz	Elster	Nebraskan
2ª	Mindel	Saale	Kansan
3ª	Riss	Warthe	Illinoian
4ª	Würm	Vístula (Weichsel)	Wisconsin

No todos los autores están de acuerdo con este esquema: según EBERL, por ejemplo, hubo en los Alpes una glaciación anterior a la de Günz (la del Danubio). Para otros autores, las morenas de la Warthe sólo constituyen un sistema de morenas más de la glaciación Vistuliana.

Se ha podido demostrar que las fases de retroceso de la última glaciación habían sido sincrónicas en Europa y América del Norte, pero pruebas contundentes del sincronismo de las glaciaciones en los dos hemisferios no las había. Si se admite comúnmente el sincronismo, es porque en la mayoría de las teorías para explicar el origen de las épocas glaciales, se las atribuye a variaciones en el flujo de calor que recibe la Tierra, las cuales deben afectar por igual los dos hemisferios. Sin embargo, CRANWELL y otros, han podido

demostrar que el clima tuvo las mismas variaciones en Nueva Zelandia y en Fennoscandia (Escandinavia y Finlandia), durante los últimos 18.000 años. Como veremos luego, AUER y sus colaboradores han establecido la misma correlación entre los paleoclimas de Patagonia y de Fennoscandia.

En el caso de Patagonia, la *formación* (no la mantención) del Hielo Continental cuaternario, formación que pudo demorar decenas de miles de años, necesitó un clima más frío, durante el cual las lluvias fueron reemplazadas por nevadas. En cambio, en los Andes Centrales el clima en altura es bastante frío para que la precipitación sea siempre sólida. Hay que suponer una precipitación más abundante, tal como se observa ahora ciertos años excepcionalmente húmedos. Pero esto puede también haber sido producido por un clima más frío en el conjunto del Globo: los hielos antárticos tomaron entonces mayor extensión, y las distintas zonas climáticas se acercaron del Ecuador.

Se puede estimar que, sobre el millón de años que duró aproximadamente el Pleistoceno, las glaciaciones de Günz-Elster y de Mindel-Saale ocurrieron durante la primera mitad (pleistoceno inferior). Fueron seguidas por un largo período interglacial entre —500 000 y —200 000 años aproximadamente (pleistoceno medio).

En los Andes centrales, es probable que la glaciación de Pudahuel corresponda a la glaciación del Riss, y los sistemas de morenas jóvenes a la glaciación del Würm.

En Patagonia *es aún imprudente tratar de establecer una correlación de las glaciaciones antiguas con las del hemisferio norte.* BRUGGEN las atribuye al pleistoceno inferior. Más bien las correlacionaríamos con la glaciación Riss-Saale, en la cual hubo también dos episodios principales; pero preferimos no arriesgarnos sobre ese terreno inseguro.

15. 3. 6. *Historia de la desglaciación y paleoclima, en el Norte de Europa.* Durante la última glaciación, la de la Vístula, se depositaron en Dinamarca, norte de Alemania y Polonia, tres sistemas de morenas vecinos: del exterior al interior, las llamadas morenas de *Brandeburgo,* de *Poznan* (o de Francfort) y de *Pomerania.*

La cronología de la desglaciación ulterior está hoy día bien establecida por el estudio de las varvas (arcillas listadas), y del carbono 14. El clima de esas épocas también se puede conocer, principalmente por el estudio del polen conservado en las turberas, que indica qué clase de plantas existía entonces (véase 9. 4. 4.).

El inlandsis del norte de Europa sobrevivió mucho tiempo al recalentamiento del clima. Hace unos 25 000 años (23 000 antes de J. C.), empezaron ya los glaciares pedemontanos alpinos a retroceder, liberando los grandes lagos alrededor de los Alpes, pero los hielos abandonaron las morenas de Pomerania solamente entre 16 000 y 14 000 a de J. C. Los hielos retroceden luego, rápidamente, pero debido a un clima más húmedo se estacionan entre 13 000 y 12 000 a. de J. C., en el sur de Suecia, en donde se forma un cuarto sistema de morenas.

Sigue una época seca y calurosa (clima de estepa cálida), entre 12 000 y 8 300 a. de J. C.: es la *época* (paleoclimática) *de Alleröd.* Durante esa época,

Suecia y Finlandia se liberan de los hielos.. El nivel de los océanos sube, y una comunicación se establece entre el Mar Báltico y el océano, pues aparece en el Báltico un fósil marino característico, la *Yoldia*. Hay sin embargo, una interrupción en el retroceso de los hielos entre 9.900 y 9.100 a. de J. C., cuyo origen queda algo misterioso, durante el cual se deposita un importante quinto sistema de morenas. Estas *morenas del centro de Suecia* pasan por el extremo sur de Noruega, cerca de Estocolmo, y cortan Finlandia por su parte más ancha (morenas de *Salpausselkä*).

Entre 8 300 y 6 800 a. de J. C., el clima se vuelve húmedo y los hielos dejan de retroceder. Se forma un sexto sistema de morenas alrededor de los Alpes Escandinavos. El *levantamiento isostático* de Escandinavia, que se había hundido en varios centenares de metros bajo el peso de los hielos durante la época glacial y está tomando lentamente su nueva posición de equilibrio, cierra entonces de nuevo los estrechos daneses.

De Geer llamó en 1912 *daniglacial, gotiglacial* y *finiglacial,* a las tres etapas de retroceso. Algunos autores han llamado daniglaciales, gotiglaciales y finiglaciales a las morenas formadas anteriormente a cada una de esas épocas. Otros autores incluyen por el contrario en cada época el largo período subsiguiente de formación de morenas. Ante tal confusión, es preferible no emplear estas denominaciones: se llamará sencillamente *postglacial inferior* al conjunto de esas épocas, entre 15 000 a. de J. C., aproximadamente en Escandinavia (23 000 a. de J. C., en los Alpes), y 6 800 a. de J. C.

Después entramos en el *postglacial superior*. El clima vuelve a ser templado. Es continental y seco hasta 5.500 a. de J. C., (*época boreal*), marítimo y húmedo entre 5 500 y 2 800 a. de J. C., (*época atlántica*). Derritiéndose los hielos en otras partes del mundo y subiendo el nivel de los mares, la comunicación entre el Mar Báltico y el Océano se vuelve a abrir hacia 5 000 a. de J. C. (En las terrazas costeras, el fósil de agua dulce *ancylus* es reemplazado por el fósil marino *litorina*). Existió luego una época seca hasta poco antes de Jesucristo (*época subboreal*), seguida por una *época subatlántica* húmeda hasta nuestros días.

En el párrafo siguiente el lector encontrará un cuadro sinóptico resumiendo estos resultados.

15. 3. 7. *Historia de la desglaciación y paleoclima en Patagonia.* Según Caldenius, las morenas de la Primera y Segunda Angostura tienen respectivamente 18 000 y 10 000 años de antigüedad. Son, por consiguiente, contemporáneas de las morenas de Pomerania y de las del norte de Suecia. No existen morenas equivalentes a las del centro de Suecia, lo que no debe extrañar, pues estas últimas tuvieron una causa local otra que la variación del clima. Los análisis polínicos de turberas hechos por Auer (1948) y Salmi (1955), muestran en efecto que en Patagonia las variaciones del clima fueron las mismas que en Fenoscandia; durante ese período hubo una época seca y cálida (la de Alleröd), comprendida entre dos épocas más frescas y húmedas.

La correlación sigue luego hasta la época actual: hubo dos épocas secas y dos épocas húmedas. Según Auer (1948) la correlación puede hacerse hasta en los más mínimos detalles. Un artículo más reciente de Salmi (1955), es

menos optimista, pues indica un máximo de la estepa en Tierra del Fuego, hacia 7 000 a. de J. C., y un máximo de los bosques hacia 6 000 a. de J. C., mientras que en Fennoscandia estos máximos han sido en 6 000 y 4 000 a. de J. C., aproximadamente. Falta aún una exposición clara y definitiva del asunto.

Todas las turberas de Patagonia encierran capas de cenizas volcánicas, distintas por su aspecto y composición. Entre esas capas hay cuatro que son muy generalizadas y pueden considerarse como sincrónicas, correspondiendo a épocas de intensa actividad volcánica en toda Patagonia. Las cenizas cubrieron entonces toda Patagonia, cataclismos que tuvieron hondas repercusiones en la flora, la fauna y las civilizaciones aborígenes. Sentimos no poder hablar aquí de estos apasionantes problemas, y nos contentamos de señalar las fechas de estas erupciones, según las determinaciones más recientes:

Erupción 0: entre 12 000 y 10 000 a. de J. C.

Erupción I: 6 700 a. de J. C., (edad del hombre de Palli Aike, que fué sepultado entonces).

Erupción II: 2 300 a. de J. C.

Erupción III: 1000 a. de J. C., (determinado con ayuda del carbono 14).

Las capas de cenizas volcánicas constituyen por consiguiente una excelente base para la cronología postglacial en Fuegopatagonia. Permitirán estudiar mejor cómo se hizo el retroceso de los hielos. Los resultados preliminares parecen indicar que este retroceso fué rápido, y más rápido para los glaciares orientales que para los occidentales.

Los estudios de turberas han mostrado por fin que la variación de nivel de los océanos había sido la misma en todos los puntos de la Tierra del Fuego argentina, y que las antiguas líneas costaneras en los grandes lagos patagónicos eran paralelas a las actuales. Por consiguiente, Patagonia no parece haber sufrido inclinación alguna durante el postglacial superior. Sería interesante proseguir estos estudios a lo largo de la costa del Pacífico, en donde hubo hundimientos recientes (§ 15. 1. 2.).

Damos en la página 430 un cuadro sinóptico de la cronología postglacial en Fuegopatagonia y en Fennoscandia.

15. 3. 8. *Las morenas recientes.* Son notables los arcos morénicos muy jóvenes que se ven delante de casi todos los glaciares de Patagonia, limitando en general un lago. Sobre su parte exterior ostentan bosques jóvenes, pero no se tiene idea del tiempo transcurrido entre la formación de la morena y el establecimiento de la vegetación, tiempo que creemos puede no ser despreciable.

Cuando el glaciar acaba en un lago grande, el arco morénico forma a veces una peninsulita: en el brazo sur del Lago San Martín (Glaciar Chico), en el Lago Viedma (Glaciar Viedma), etc. Algunas veces, sobre todo, delante de glaciares caudalosos, la morena de empuje no limita un lago, sino que corta un terreno pantanoso. Las morenas de empuje parecen ausentes únicamente en las extremidades N.E. (vertiente N. E. del San Valentín) y S. E. (Macizo del Paine), siendo reemplazadas por importantes morenas de ablación, indicio de un clima más seco.

Todas estas morenas (que BRUGGEN llama 5º sistema), tienen sin duda menos de un siglo de antigüedad, pero no son en nada sincrónicas: delante del

Glaciar Ameghino (Lago Argentino), NICHOLS y MILLER le asignaron la fecha 1870-1880. Delante del Glaciar San Tadeo la morena, según hemos visto, fecha de 1921. Delante del Glaciar Moreno, los avances de 1941, 1947 y 1951 han constituído una morena de empuje aún más joven.

Sería interesante un estudio más generalizado. Se vería complicado por el hecho que en general los arcos morénicos se han formado en varios empujes sucesivos. Claro que, dentro del cuadro general del postglacial, todos estos empujes escalonados sobre un siglo pueden ser considerados como simultáneos.

FENNOSCANDIA				FUEGOPATAGONIA	
Clima y vegetación	*Glaciación y transgresiones*			*Glac., erupc., transgresiones*	*Clima y vegetación*
	–50.000?		GLACIAL WURM-VÍSTULA		
		Mor. Brandeburgo			
		Morenas de Poznan			Tundra
–23.000 Fin de la época fría					
	–16.000	*Mor. de Pomerania*	–16.000	–16.000 *Mor. 1ª Angostura*	
		Retroceso daniglacial		Retroc. rápido hielos	
Dryas 1º (húmedo)		*Mor. sur de Suecia*			
–12.000 Máximo temperatura	–12.000				–12.000
		Retroceso gotiglacial	POST-GLACIAL INFERIOR	Erupción 0	
	– 9.900				
Alleröd (seco)		*Mor. centro Suecia*			Bosques
	– 9.100				
		Retroceso finiglacial			– 8.800 Mylodón Ult. Esper.
– 8.300	– 8.300				
Dryas 2º (húmedo)		*Mor. norte Suecia*		– 8.000 *Mor. 2ª Angostura*	– 8.000 Máximo bosques
– 6.800	– 6.800		–6.800		– 7.000 Máximo estepa
Boreal (seco)	– 6.500	Báltico aislado		– 6.700 Erupción I	– 6.700 Hombre de Palli Aike
		Ancylus			– 6.000 Máximo bosques
– 5.500			POST-GLACIAL SUPERIOR		
Atlántico (húmedo)	– 5.000	Báltico abierto		– 5.000 Transg. máx. Océano	
– 2.800		Litorina		– 2.300 Erupción II	– 2.300 Máximo estepa
Subboreal (seco)				– 1.000 Erupción III	
– 300					Máximo bosques
Subatlántico (húmedo)					

Capítulo XVI

LA ANTARTIDA

16. 1. *LA EXPLORACION DE LA ANTARTIDA*

16. 1. 1. *Histórica.* Resulta imposible decir quién descubrió la Antártida pues antiguamente los marinos, apenas divisaban a lo lejos el perfil de una costa, la bautizaban Tierra, aunque fuese una isla alejada del continente. Con ese criterio tal vez Cristóbal Colón descubrió la Antártida; o por lo menos Magallanes en 1535, llamándola Tierra del Fuego, pues en los mapas de esa época la Tierra del Fuego se extendía hasta el Polo Sur.

En 1578 Francis Drake descubrió el Estrecho que lleva su nombre. Resumiremos muy brevemente las etapas sucesivas del descubrimiento de la Tierra O'Higgins (Tierra de Graham para los anglosajones y Tierra San Martín para los argentinos).

En 1775 el Capitán Cook descubre la "Tierra de Sandwich" (que en realidad son islas), y la Georgia del Sur. En 1819 el Capitán William Smith descubre las Islas Shetland del Sur.

El 30 de enero de 1820 Edward Bransfield descubre y toma posesión en nombre del Rey de Inglaterra de la "Tierra de Palmer", que resultó más tarde ser un archipiélago.

En 1821 el ruso Bellingshausen descubre la Isla Pedro 1º y la Tierra Alejandro 1º (en realidad una isla). En lo que sigue descartaremos el nombre de Mar de Bellingshausen que se da al Pacífico al oeste de la Tierra O'Higgins, por no corresponder a ninguna unidad geográfica.

En 1823 el lobero James Weddell penetra en el Mar de Weddell.

En 1833 el inglés John Biscoe descubre las Islas Biscoe y Adelaida (a la cual atribuye 8 millas de largo en vez de 70), y la costa que se extiende detrás, que llama Tierra de Graham.

En 1838 el francés Dumont D'Urville descubre la Tierra Luis Felipe y la "Tierra Joinville", en realidad una isla.

En 1873 el alemán Dallmann estudia la costa occidental de la supuesta "Tierra de Palmer".

En 1892 el noruego Larsen descubre la barrera que lleva su nombre, y llama Tierra del Rey Oscar la extremidad de la Península Trinidad.

En 1897 el belga De Gerlache recorre el estrecho que lleva su nombre, y reconoce que la Tierra de Palmer eran islas.

En 1908 el francés Charcot descubre la Tierra Charcot, en realidad una isla. En 1928 Hubert Wilkins descubre la Tierra Hearst, en realidad una isla.

En 1934-37 expediciones británicas levantan y estudian toda la costa occi-

dental del Mar de Weddell, y reconocen que la Tierra O'Higgins está unida al Continente.

En 1935 el americano Lincoln Ellsworth sobrevuela por primera vez el interior de la Antártida, descubriendo las Cordilleras Eternidad y Centinela.

En lo que sigue no haremos la menor alusión al problema político de la posesión de la Antártida. Haré solamente (es un punto de vista personal, no soy vocero de nadie), las siguientes observaciones:

1) Las normas del derecho internacional, incluso las del Artico, no pueden aplicarse sin modificaciones a un continente que ni siquiera la banquisa une a las tierras pobladas de manera permanente, que no tiene población aborigen, y casi enteramente cubierta por 1000 o 2000 m de hielo.

2) Hay que distinguir las costas accesibles en barco en verano y las pocas zonas desglaciadas por una parte y el interior del Continente por otra. Sólo en las primeras hay vida animal y minas explotables. En medio del Hielo Continental más fácil sería aplicar las normas que rigen en alta mar que las que rigen en un Continente.

3) Si bien es de prever que la Antártida debe encerrar grandes riquezas mineras, muy pocas serán explotables, por tanto que se desarrolle la técnica. Además durante largos años será una costosísima carga para el Estado que lo inicie, y no una fuente de beneficios. Sólo el interés estratégico de los minerales presentes podría justificarlo.

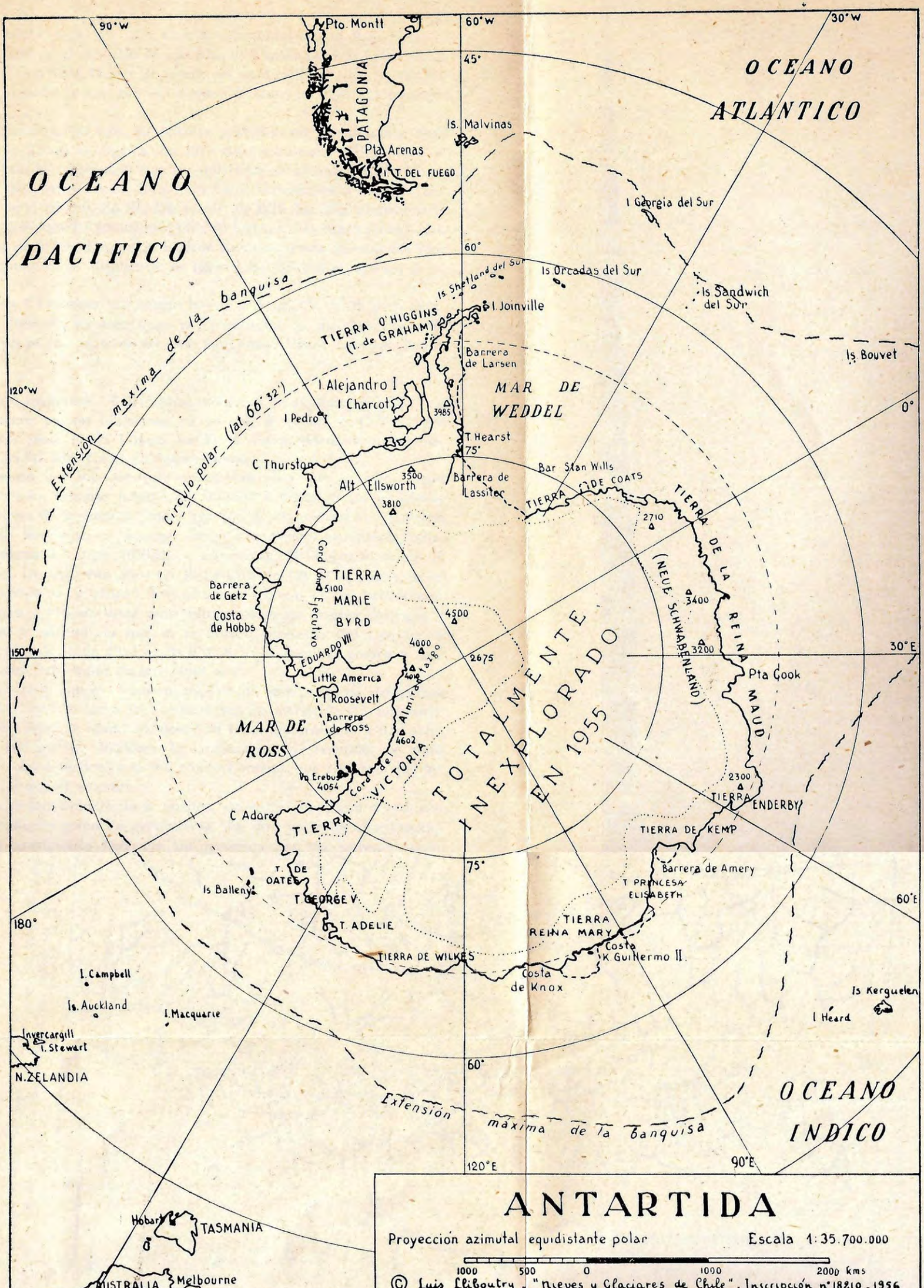
4) El mayor interés de la Antártida es de ser uno de los pocos lugares que queda a la Humanidad, en este mundo sobrepoblado, para las aventuras heróicas y la Ciencia desinteresada. Claro que si se contase eso a los gobernantes, no financiarían las expediciones.

16. 1. 2. *Historia de las técnicas de exploración.* Según hemos visto todas las primeras expediciones fueron hechas por marinos, durante el verano. En 1829 John Ross compra el primer barco de vapor polar, con ruedas, por 400 000 francos oro. En 1840 su sobrino, James Ross, descubre la barrera que lleva su nombre y la Tierra Victoria. Estima la barrera infranqueable, y el estudio de la Antártida no progresa durante casi 50 años.

El primer invernaje en el Artico fué el de Barentz en los Spitzberg en 1597, pero sólo en 1897 el belga De Gerlache hizo el primer invernaje —forzoso— al sur del Estrecho de Gerlache. Su heroica hazaña mostró la posibilidad de sobrevivir al invierno polar en medio de los hielos de la Antártida.

Sigue entre 1902 y 1912 una época de expediciones hacia el Polo Sur con trineos, tirados por poneys mandchues: Scott en 1902, Shackleton hasta muy cerca del Polo Sur en 1908, Scott de nuevo en 1910-12. Llega al Polo y muere heroicamente con sus dos compañeros durante el regreso, de agotamiento y de frío. Amundsen había alcanzado la ansiada meta pocas semanas antes, en un trineo tirado por perros. Los perros se muestran muy superiores a los poneys para franquear las grietas, y en caso de hambruna. También los utiliza la trágica expedición Mawson-Ninnis-Merz en la Tierra Jorge V.

Una tercera etapa lo constituyen los reconocimientos por aire. Ya había habido en 1896 una loca tentativa en globo libre hacia el Polo Norte por el ingeniero sueco Andrée. Amundsen utiliza en los Spitzberg el primer avión



ANTARTIDA

Proyección azimutal equidistante polar — Escala 1:35.700.000

1000 500 0 1000 2000 kms

© Luis Lliboutry - "Nieves y Glaciares de Chile". Inscripción nº 18210 - 1956

en 1922, y dos hidroaviones en 1925. Con Nobile sobrevuela el Polo Norte el 11 de mayo de 1926 en el dirigible *Norge* (dos días antes Byrd lo había sobrevolado en avión). En 1928 Nobile se pierde en su dirigible *Italia,* y Amundsen, aunque a la sazón reñido con él, se mata durante una heroica tentativa de rescate.

El mismo año el avión hace su primera aparición en la Antártida: Wilkins sobrevuela la Tierra O'Higgins. En 1929 Byrd sobrevuela el Polo Sur.

Una etapa más es franqueada con los aterrizajes de aviones en cancha no preparada. Los precursores fueron los pilotos rusos Vodopianov y Molokov durante el rescate de la tripulación del *Cheliuskin* en 1933. En 1935 el millonario americano Ellsworth, que ha consagrado toda su fortuna a la exploración polar, efectúa un vuelo de la Isla Decepción a Little América (costa oriental del Mar de Ross), aterrizando en la altiplanicie de hielo a la cual dió el nombre de su padre.

Los autogiros y camiones con orugas hacen su aparición en la gran expedición Byrd de 1934. El abastecimiento por paracaídas (o sin ellos, en vuelo rasante) es empleado por primera vez por Paul-Emile Victor en Groenlandia en 1948-53.

16. 1. 3. *Técnicas modernas.* Las técnicas modernas de exploración polar han sido principalmente puestas al punto, en lo que se refiere a U. S. A., por Maynard Miller y otros en el Juneau Ice Field. Están extensamente utilizadas durante el actual Año Geofísico Internacional.

No es necesario hoy día construir un camino para que los auto-orugas puedan ascender a las llanuras heladas del interior a través de los roqueríos, acantilados y grietas de la costa. Grandes aviones (C-47) pueden aterrizar con esquíes, depositar los coches, y despegar luego con cohetes auxiliares (cohetes JATO). Durante los años 1949-52 se efectuaron 94 despegues sobre el Juneau Ice Field. Durante esos años un Piper Cub de 125 H. P. pudo hacer aterrizajes hasta 1900 m de altitud. Los últimos adelantos en los helicópteros ofrecen una nueva solución: hasta estos últimos años no podían despegar a más de 2000 m de altitud, lo que es la altitud promedia del Continente Antártico. Pero el 6 de junio 1955 un Bell 47-6 ha conseguido posarse y despegar en la cumbre del Monte Blanco (4807 m).

Más revolucionario aún es el lanzamiento de un auto-oruga en paracaídas. Durante el verano 1951 se lanzó por primera vez un *weasel* de 2,5 toneladas, protegido por un trineo de aluminio, desde un C-82, amarrándolo a dos paracaídas G-11 de 100 pies de diámetro. El lanzamiento fué repetido con todo éxito, aunque el viento se llevó esta vez trineo y weasel, que tuvieron que ser perseguidos con el weasel anterior.

Las técnicas de lanzamiento no se pueden, sin embargo, aplicar a aparatos extremadamente frágiles como los gravímetros. Por otra parte los levantamientos geodésicos y gravímetros necesitan un recorrido por vía terrestre desde la costa.

Señalemos por fin que, además de campamentos prefabricados, se han llevado cabinas enteras calefaccionadas y con todas las comodidades que requiere una observación científica de precisión, para ser arrastradas por los auto-orugas.

En el futuro. . : no es este libro una novela de anticipación, pero. . . ¿por qué proyectiles dirigidos sin piloto, cargados con instrumentos meteorológicos y una emisora de radio, no podrían ser lanzados desde Punta Arenas, por ejemplo, a los distintos puntos de la Antártida?

16. 2. *EL CLIMA Y LOS HIELOS MARINOS*

16. 2. 1. *Temperaturas del aire.* La temperatura del aire sobre el Continente Antártico es sumamente baja. En invierno el sol se mantiene continuamente debajo del horizonte, salvo en la extremidad norte de la Tierra O'Higgins. Más aún que el frío son temibles entonces los temporales repentinos de viento blanco. El terrible invierno no es compensado por un verdadero verano: el sol, siempre muy vecino del horizonte, no puede calentar el suelo blanco que refleja casi todos sus rayos. Según mediciones de LOEWE el balance de las radiaciones es siempre negativo, y la temperatura de la nieve algo inferior a la del aire. Ya en la Tierra O'Higgins, por 65° lat. S., la temperatura del aire sube muy raras veces sobre 0° durante el verano. En Little América, por 78° lat. S., la temperatura en verano oscila entre 3° y —18°. En el interior de la Antártida, el frío se vuelve mucho más riguroso, cuanto más que la altitud es notable. (En la Tierra Adélie disminuye la temperatura promedia de 1°C por cada 100 m de altura).

La *temperatura promedia anual,* que nos es dada aproximadamente por la temperatura de la neviza a 6 u 8 metros de profundidad, es, en la Tierra de la Reina Maud, a 250 km de la costa (lat. 72°) y a 2000 m de altitud, de —30°. A 2700 m de altitud y 300 km más al interior se midió una temperatura promedia de —40°: los mejores días de verano la temperatura oscilaba entre —15° y —30°, lo que hace suponer que temperaturas de —65° deben ser alcanzadas en invierno. En la Tierra Adélie, a 350 km de la costa (lat. 69°15' S.) y a 1950 m de altitud es de —33,5°C.

16. 2. 2. *Presiones y vientos.* La Antártida está rodeada por una faja de bajas presiones, entre 55° y 65° lat. S., en donde la presión barométrica promedia es de 743 mm en vez de 760. Hacia ese *anillo ciclónico subantártico* se precipitan vientos relativamente templados del noroeste y vientos helados del sureste, cuya conjunción produce ciclones ininterrumpidos. Es una zona de temporal permanente, temible barrera en el acceso de la Antártida.

En la costa de la Antártida y al nivel del suelo, vientos fuertísimos soplan sin interrupción desde el interior. En Port-Martin (Tierra Adélie) la velocidad *promedia* del viento durante el año 1951 fué 70 km/hora.

La Antártida misma no constituye un anticiclón fijo y una zona de estabilidad, como el centro de Asia en verano. La presión guarda un valor regular, y por ello el continente puede ser la sede de perturbaciones que lo abastecen en nieve. No se sabe casi nada aún sobre estos movimientos de la atmósfera, sobre todo en altura: constituye uno de los principales objetivos del Año Geofísico Internacional 1957. Es un estudio previo a toda tentativa de establecer vuelos transcontinentales regulares sobre la Antártida. (El camino más corto de Chile a Australia pasa sobre la Tierra Mary Byrd).

16. 2. 3. *Precipitaciones.* Las precipitaciones dependen esencialmente de la orientación, pues el viento blanco despeja completamente la nieve en ciertos puntos para acumularla a sotavento. En los puntos de la costa expuestos al viento aparece neviza antigua o hielo, en los otros se registran varios metros anuales. La medición ha de hacerse sobre una muy extensa planicie horizontal, o bien tomando un promedio, con numerosas balisas clavadas a lo largo de un perfil que cruce un cordón montañoso. La ausencia de fusión permite utilizar sencillas balisas en vez de nivómetros.

Las precipitaciones en el interior del continente son sumamente débiles, no porque exista un anticiclón permanente, sino más bien porque el aire que circula encima es tan frío que lleva poquísima humedad. Según veremos la ablación, que se hace casi exclusivamente bajo forma de témpanos, ha sido estimada en 640 km^3/año; ésto conduce a una precipitación promedia en el Continente Antártico inferior a 5 cm de agua al año. Es probable que el Hielo Continental Antártico haya alcanzado su espesor actual en otra época geológica más caliente.

En la Tierra de la Reina Maud, cerca de la costa y en la costa misma, se ha medido una precipitación de 35 cm al año (valor en agua). En la costa occidental de la Tierra O'Higgins, menos helada y alcanzada por los ciclones subantárticos, la precipitación es mucho más fuerte.

El viento endurece la nieve, de manera que la densidad es ya igual a 0,4—0,5 en la superficie, guardando este valor hasta más de 3 m de profundidad (Loewe).

16. 2. 4. *Hielos marinos.* Ya hemos estudiado en 2. 3. las distintas fases de la congelación del mar.

El mar necesita temperaturas del aire de —12° a —15° para congelarse. Si la distribución general de la banquisa es condicionada por las corrientes marinas, como veremos luego, el aspecto del borde de la banquisa depende de las condiciones meteorológicas locales. Según Herdmann (1953) hay en invierno tres casos posibles:

1) Con calma, las temperaturas son bajas. Hay entonces scum a partir del punto en donde las aguas superficiales están a —1,5°C. Se pasa gradualmente, yendo hacia el sur, a sludge, hielo panqueque y floes.

2) Cuando soplan los vientos fríos y a veces muy fríos nacidos en el Hielo Continental, el borde de la banquisa es irregular. Floes y témpanos derivan hacia el norte. A veces se llega muy bruscamente a la banquisa, sin extensa zona de scum y de sludge.

3) Los vientos del noroeste, más templados, provocan un fuerte oleaje. La temperatura del agua no se eleva mucho, pero scum, sludge y hielo panqueque son despejados hacia el oeste. La temperatura al borde de la banquisa es entonces de —2°C aproximadamente.

En todos los casos el borde de la banquisa no es rectilíneo: tiene entradas y salientes de muchas millas, que obedecen a causas locales desconocidas.

16. 2. 5. *Corrientes marinas.* En la cintura de bajas presiones subantártica, las aguas son movidas hacia el este por los vientos permanentes de oeste. Es

la *corriente subantártica* (*West wind drift*) que da la vuelta al mundo entre 55° y 65° lat. S. aproximadamente, es decir sobre todo el ancho de los estrechos de Drake y de Bransfield.

Más al sur, en torno a la Antártida, existe una corriente en sentido opuesto, la *corriente circumpolar,* que penetra por el este en el Mar de Weddell y, chocando contra la Tierra O'Higgins, se orienta hacia el norte, girando en el sentido de las agujas de un reloj. En el mar de Weddell la velocidad de la banquisa es de unas 4 a 6 millas al día. Esta corriente ejerce una fuerte presión contra el shelf de Larsen, en cuyo hielo se notan muchos más signos de compresión que en el de Ross (§ 5. 5. 8.).

Esta corriente antártica vuelve a aparecer, débil al occidente de la Tierra O'Higgins: comunica a la banquisa solamente una velocidad de 0,9 millas al día (según resulta de la deriva del *Bélgica* en 1898-99). Frente a la Isla Pedro 1º sólo existe al sur de 70° lat. S. Frente al Mar de Ross la banquisa es arrastrada a la velocidad de unas 3 millas/día. Al sur del Océano Indico la corriente circumpolar es mucho más fuerte y la banquisa se mueve de unas 7 a 12 millas al día.

Es a causa del poco movimiento de las aguas que la región al oeste de la Tierra O'Higgins, al sur de 68° lat. S., encierra una banquisa estancada e impenetrable, aún en verano.

16. 2. 6. *Mar de Weddell.* En diciembre la banquisa forma una larguísima faja que prolonga la Tierra O'Higgins hacia el este, a lo largo del paralelo 57° lat. S. Alcanza 30° long. E., es decir que se extiende sobre la cuarta parte de la circunferencia. El ancho se desconoce: en diciembre 1914 el *Endurance,* por 30° long. W., la cruzó durante 800 millas. Al sur de esta faja de hielos el mar está libre, constituyendo el *Mar de Weddell,* descubierto en 1823 por el lobero James Weddell, y que hizo soñar en un tiempo de un mar libre en el mismo Polo Sur.

El acceso al Mar de Weddell debe por consiguiente hacerse rodeando esta faja de hielos por el este. El largo de la faja es mínimo en febrero y marzo (sólo alcanza entonces 30° long. W.), pero raras veces desaparece.

Esta faja de hielos se debe a toda el agua fría y a los témpanos que salen del Mar de Weddell, y que son arrastrados hacia el este por las dos corrientes: la Corriente subantártica y la Corriente del Mar de Weddell.

16. 3. *GLACIOLOGIA DE LA ANTARTIDA*

16. 3. 1. *El Hielo Continental Antártico.* La superficie de la Antártida es de 13,5 millones de km², de los cuales más del 99% está cubierto por los hielos. Las tres cuartas partes de este continente no han sido nunca sobrevoladas hasta la fecha (marzo 1956), y se ignora totalmente qué cordilleras puede encerrar. En nuestro mapa, fig. 62, hemos indicado el límite de esta región, la última región del mundo totalmente inexplorada.

En muy pocos lugares se han hecho estudios científicos, y siempre a distancias relativamente pequeñas de la costa. La zona mejor estudiada, anterior-

mente al Año Geofísico Internacional actual, es la Tierra de la Reina Maud, por 3° a 10° long. W., 70° a 74° lat. S.

Allí corre paralelamente a la costa una muy importante cordillera, casi enteramente sepultada por el hielo, y cuyos más altos picachos sólo salen a la superficie. (Es más o menos paralela a las Cordilleras al sur de la Tierra O'Higgins, a las de la Tierra Mary Byrd, y a las que rodean el Polo Sur). Detrás de esta cordillera el espesor del hielo es de unos 2000 m, mucho más que lo que se suponía hace algunos años, pero menos que lo que indica el cálculo teórico para un lecho de roca horizontal (§ 7. 2. 1.). El suelo de roca está a pocos centenares de metros sobre el nivel del mar, como en los otros continentes de la Tierra.

También los sondajes sísmicos mostraron la existencia de profundos fiordos, pero escondidos debajo del hielo.

16. 3. 2. *Los glaciares efluentes.* En la costa de la Antártida existen solamente raras y muy pequeñas regiones desglaciadas. Las más notables se hallan en la Tierra Victoria, y en la Tierra de la Reina Maud, entre 10° long. E. y 10° long. W. (zona estudiada por la expedición de Ritscher en 1938-39 y bautizada *Neu-Schwabenland*). En esta última zona existen glaciares de circo aislados. En la Tierra Victoria, alrededor del *Mac Murdo Sound,* que la Isla Ross protege de los vientos blancos del S. E., existen unos 200 km² libres de hielos. Allí el Glaciar Taylor se detiene a 32 km del mar, y el Glaciar Wilson forma un gran glaciar pedemontano, de 58 km de largo por 20 de ancho, sobre la costa.

Estos son sin duda los únicos lugares en donde se puede hablar de una línea de neviza encima del nivel del mar, y en donde algunos de los inmensos glaciares efluentes del Hielo Continental Antártico no llegan al mar. En todos los otros puntos de la costa los glaciares efluentes llegan al mar, directamente o por intermedio de un shelf (véase 5. 5. 8.).

Estos glaciares pueden tener una pendiente débil, hasta el punto de haber sido tomados por estrechos. Así, después de los reconocimientos aéreos de Wilkins, se creyó que existía un estrecho (*Estrecho de Stefannson*) entre el Mar de Weddell y el Pacífico, y que la Tierra O'Higgins era una isla, hasta que las expediciones de Rymill aclararon su naturaleza de glaciar.

Los hielos pueden también vertirse con pendientes pronunciadas y abundantes grietas por boquetes de una Cordillera costera. Tal es el caso para la docena de glaciares que bajan sobre el Mar de Ross, pasando por boquetes de 1300 a 2400 m de altitud, entre los Montes del Almirantazgo (más alta cumbre: 4600 m). Entre ellos figura el gigantesco *Glaciar Beardmore* (200 km de largo, hasta 40 km de ancho), que utilizó Scott en su trágica expedición al Polo Sur, y el Glaciar Axel Heiberg que utilizó la expedición Amundsen.

En otros lugares los glaciares bajan muy bruscamente desde una altiplanicie englaciada, como en Noruega o en Tierra del Fuego. Por fin pueden formar al pie de la Cordillera un glaciar pedemontano, parcialmente flotando (se trata entonces de un shelf), cuyo frente acaba por una barrera en el mar. Tal es el caso en la Isla Adelaida, en donde varios glaciares se juntan para formar un gran glaciar pedemontano.

La velocidad de estos grandes glaciares efluentes es débil, de 120 a 150 m/año en general (extremos observados: Glaciar Ferrar: 16 m/año; Glaciar Mac Kay: 300 m/año). La velocidad de la Barrera de Ross es de unos 450 m/año. Como su ancho es de unos 800 km y su espesor de unos 300 m, el caudal en el frente es de unos 108 km^3 al año.

16. 3. 3. *Balance del Hielo Continental Antártico.* La ablación de los glaciares efluentes y de los shelfs, salvo las contadas excepciones ya señaladas, parece hacerse casi exclusivamente por alumbramiento de témpanos. (También haya quizás una fusión importante de los shelfs y de las lenguas glaciares flotantes por la parte inferior, al contacto con agua sobre 0°: para medir la temperatura allá sería necesario una muy peligrosa exploración en submarino).

La totalidad de los Hielos Antárticos está pues recubierta de neviza, es zona de acumulación. En realidad la acumulación es muy desigual según la exposición al viento. Incluso en ciertos lugares del interior la remoción de nieve por el viento blanco puede ser superior a la precipitación, es decir que pueden existir zonas de ablación en otros lugares que en las lenguas terminales.

Si queremos encontrar un esquema más clásico, de hielo fluyendo de una zona de acumulación hacia un "línea" de ablación (la barrera costera), la nieve transportada por el viento blanco no ha de ser tenida en cuenta en el cálculo de la precipitación, sino añadida al caudal del glaciar. Según mediciones de Loewe en la Tierra Adélie, 50 toneladas de nieve pueden cruzar cada metro de costa durante un temporal. Si tomamos 100 veces este valor como cantidad de nieve transportada por el viento durante el año, encontramos un caudal debido al viento blanco de 70 km^3 al año para toda la Antártida.

Aunque la fusión por el sol no necesite que la temperatura del aire sea positiva, la fusión estival sólo se produce en pocos lugares, sobre todo en la vecindad de las rocas y nunataks, o cuando la superficie está cubierta de impurezas. En la Neu-Schwabenland se han observado lagos helados. No quieren decir que haya habido agua libre, sino que el agua de fusión ha empapado la nieve en una depresión y se ha recongelado, y eso repetidas veces, constituyéndose poco a poco una masa de hielo sin burbujas, de superficie horizontal. El viento ha barrido luego la nieve superficial y dejado el hielo. Tal es la explicación propuesta por Schytt y que se ve confirmada por las observaciones recientes de Oscar González y Krahl en los Andes Centrales, a muy gran altura. En el Cerro Plomo, a 5400 m, y en el Cerro Tórtolas, a 6000 m. lugares en donde la temperatura del aire se mantiene también siempre bajo cero, existen lagunitas heladas. Durante sus observaciones arqueológicas en el Cerro Plomo, estos andinistas pudieron comprobar la formación progresiva de una laguna helada, sin que aparezca agua libre.

Esta fusión produce poca ablación, pues el agua se recongela casi totalmente más abajo. En cambio la evaporación no es despreciable, sobre todo en ciertos puntos en donde puede soplar un viento local de tipo föhn. Al total la ablación llega a alcanzar 30 cm en el Cabo Adare.

16. 3. 4. *Avances y recesos de los hielos antárticos.* En ciertas épocas del Pleistoceno el espesor de los hielos antárticos debió ser mayor de algunos centena-

res de metros. En el Estrecho de Gerlache (60° long. W.) hay señales de glaciación a 200 m sobre el nivel del mar; en Neu Schwabenland (0° long.) antiguas morenas 400 m más alto que las actuales; en la Tierra del Kaiser Guillermo II (90° long. E.) bloques erráticos hasta la cumbre del Monte Gauss (370 m); y en la Tierra Victoria (160° long. E.) bloques erráticos hasta 300 m sobre el nivel del mar.

A pesar de todo lo que se ha escrito en obras de vulgarización sobre el desglaciamiento actual de la Antártida, poco se sabe en realidad sobre la variación actual. Alrededor del Mac Murdo Sound existen glaciares estancados y hielo muerto. Entre 1841 (descubrimiento por John Ross) y 1902 (primera expedición Scott), la Barrera de Ross en su extremidad occidental retrocedió de 15 km. El retroceso de la Barrera de Larsen, en el Mar de Weddell, también parece haber sido muy notable. Estos retrocesos están sin duda más ligados a las variaciones de la temperatura y de la circulación de las aguas antárticas que a la variación de las precipitaciones.

En la Bahía Margarita (Tierra O'Higgins) los glaciares están cubiertos en su parte baja, lo que se suele considerar como el índice de un retroceso reciente, pero hemos visto que no constituía una prueba contundente.

Una prueba que *la desglaciación actual del conjunto de la Antártida es despreciable* nos la dan los marégrafos, que registran un alza general del nivel de los mares sumamente lenta, inferior al milímetro por año. Ahora bien, el área total de los océanos es de unos 360 millones de km^2. Los glaciares fuera del Antártico y del Artico (150 000 km^2) están hoy día disminuyendo, de un metro por año en término medio, lo que hace subir el nivel de los océanos de medio milímetro al año. En las tierras del Artico (2 050 000 km^2 de glaciares), hay más bien desglaciación. Supongamos, en el peor de los casos, que no haya variación. Queda el Hielo Continental Antártico con sus 13 500 000 km^2. Si su nivel baja en promedio de tan sólo 1 cm/año, los océanos ya suben de 0,4 mm/año. Tal es lo máximo que puede valer la desglaciación: 1 metro por siglo. (Este cálculo no puede extenderse sin correcciones a mayores intervalos de tiempo porque interviene el reajuste isostático del nivel del Continente Antártico).

16. 4. *GLACIOLOGIA REGIONAL DEL TERRITORIO ANTARTICO CHILENO*

16. 4. 1. *Shetland del Sur.* Las Shetland, así como las Orcadas, Sandwich y Georgía del Sur constituyen los picachos más altos de una cordillera inmergida (*Arco del Scotia*) que une la Tierra O'Higgins con los Andes. Recuerdan las Pequeñas Antillas, y se les da a veces el nombre de Antillas del Sur. Tienen la misma estructura geológica que las cordilleras que corren del norte al sur de América, pero el saber si son sencillamente una prolongación de los Andes depende de la teoría orogénica que se adopte (véase p. ej. la curiosa teoría de DAUVILLIER, 1951).

Las Shetland del Sur, así como las Orcadas y Sandwich del Sur, están rodeadas por la banquisa durante la mitad del año. En verano la fusión de la banquisa y de los témpanos produce las *aguas antárticas*, cuya temperatura fluc-

túa entre −1° y +3° C, y que se extienden a la superficie del océano sobre aguas a 4°, más densas, formando una capa de 100 a 250 m de espesor. El límite entre las aguas antárticas y las aguas subantárticas, de temperatura superior a 4°, fluctúa entre las latitudes 55° y 60°, pasando por las islas Kerguelen (cuyo clima y glaciación recuerdan Patagonia meridional; véase 9. 1. 12.) y Macquarie.

Según BARRERA el 95% de las Shetland del Sur se hallan recubiertas de hielo. Lo demás puede ser puntas rocosas (nunatakes) o playas. En la *Isla Greenwich* (200 km²; cumbre más alta: Nevado General Cañas, 634 m) existen playas desglaciadas de hasta 3 x 1,2 km en la Puntilla Elefantes, y tierras descubiertas hasta 80 y 105 m de altitud en Puerto Soberanía, al N. E. Al lado ciertas islas como la *Isla Smith* (cumbre más alta: 2012 m) están enteramente cubiertas de hielo, el cual acaba en el mar con un acantilado periférico ininterrumpido, una barrera, de hasta 30 m de alto, siendo por consiguiente imposible el desembarque.

Una excepción lo constituye la *Isla Decepción,* cráter de un volcán invadido por el océano de unos 10 km de diámetro (cumbre más alta: Monte Pond, 576 m). La alta temperatura del suelo, las lagunas calientes (a 42°C), y la ceniza negra que el viento echa sobre la nieve impiden una glaciación tan extensa como en las otras islas. En ciertos lugares debajo de una espesa capa de ceniza se encuentra hielo fósil. En esta isla BARRERA encontró penitentes de nieve de 20 a 30 cm de alto, recubiertos por tierra volcánica. Esto no ha sido encontrado en ningún otro punto de la Antártida y muestra el clima local muy excepcional de esta isla.

16. 4. 2. *La Tierra O'Higgins septentrional.* La *Tierra O'Higgins* o *Tierra de Graham,* es una larga península arqueada de 1300 km de largo, que se extiende al poniente del Mar de Weddell, entre los paralelos 63° lat. S. y 73° lat. S., separada de este mar por un extenso shelf, la Barrera de Larsen. Se divide en dos partes bien distintas, para las cuales habría que encontrar dos nombres, ojalá reconocidos internacionalmente: la septentrional, al norte de 69° lat S., aproximadamente, y la meridional, al sur de este paralelo.

La Tierra O'Higgins septentrional, es una estrecha faja de tierra, de 100 km de ancho a lo sumo. En su costa oriental la Barrera de Larsen tiene de 100 a 200 km de ancho, mientras que la costa occidental se libera de la banquisa en verano y es accesible por barco.

Esta costa occidental podría llevar los nombres, de norte a sur, de Costa (mejor que Tierra), Luis Felipe, de Palmer, de Graham, Loubet, Fallières, pero mejor es no emplear estos nombres, pues se trata de la costa de una misma unidad geográfica. Así como la Patagonia Meridional esta costa está doblada por toda una serie de islas: Archipiélago de Palmer, Islas Biscoe, Isla Adelaida. Termina al sur en la Bahía Margarita.

La Tierra O'Higgins Septentrional tiene escarpados cordones montañosos, cortos y de dirección variada, entre los cuales se extiende un campo de hielo con numerosos glaciares efluentes, semejante por su configuración a los Hielos Patagónicos. La más alta cumbre parece ser una de 2560 m, al borde del Estrecho de Gerlache.

TIERRA O'HIGGINS
(TIERRA DE GRAHAM)
Según Petermanns Mitteilungen, 1954
Mapa esquemático dibujado por L. Lliboutry
0 100 200 300 400 500 km.
Límite de la banquisa en Octubre
SHETLAND DEL SUR
I. Elefante
I. Shackleton
I. Livingston
I. George I.
I. Greenwich
I. Monroe
I. Decepción
I. D'Urville
I. Joinville
I. Smith
ESTRECHO DE BRANSFIELD
Costa Luis Felipe
I. Brabant
ARCH. PALMER
I. Anvers
I. Ross
I. Snow Hill
C. Longing
I. Robertson
OCEANO PACIFICO
Islas Biscoe
Costa de Graham
Ens. Crane
C. Robinson
BARRERA DE LARSEN
I. Adelaida
MAR DE WEDDELL
C. Clarkson
C. Agassiz
Bahía Margarita
Gl. Fleming
I. Hearst
Límite de la Banquisa en Marzo
Cordillera Eternidad
MESETA DYER (1500-2000)
Gl. Stefansson
I. Dolleman
I. Steele
I. Charcot
Cordillera Douglas
Canal George VI
Cordillera Batterbee
Mte. Jackson 4191
C. Knowles
C. Darlington
I. Alejandro 1º
Ens. Violante
C. Poindexter
Ens. New Bedford
Bahía Ronne
C. Smiley
Ens. Carroll
Mte. Coman 3350
Ens. Nantucket
Acantilado Fitz-Gerald
Mte. Tuve 3000
Mte. Rex 3500
Acantilado Orville
BARRERA DE LASSITER O DE FILCHNER
ALTIPLANICIE ELLSWORTH (~2000)
Mte. Haag 3300
Mte. Ulmer 3810
Cordón Centinela
Bahía Gould
60°
65°
70°
75°
90°
80°
70°
60°
50°

FIG. 63

La temperatura de esta región, aunque fría, es mucho menos temible que en muchas regiones pobladas del Canadá o de la URSS. En la base Presidente González Videla (costa oeste, 64°50' lat. S.), durante 1955 hubo 70 grandes temporales, con 8 metros de nieve caída, 16 huracanes con vientos de 80 km/hora, pero las temperaturas mínimas fueron sólo de —16°C, (Capitán PEREZ, en *El Mercurio*). Es verdad que la temperatura máxima del año fué de: + 3°C. La diferencia entre temperaturas máxima y mínima es muy débil, característica de los climas oceánicos.

Este frío relativamente moderado, conjuntamente con el acceso posible por mar, ha permitido el establecimiento de varias bases chilenas, argentinas e inglesas ocupadas todo el año.

16. 4. 3. *Tierra O'Higgins meridional.* Llamaremos así la zona entre los paralelos 69° y 73°, enclavada entre la banquisa de manera permanente. Se compone de tres cordilleras paralelas:

Al oeste, en la *Isla Alejandro I,* la *Cordillera Douglas,* que culmina a 3140 m.

En el centro, separada de la anterior por el Canal George VI (canal enteramente cubierto por un shelf), la *Cordillera Batterbee* (altura máxima: 2591 m).

Al este, la *Cordillera Eternidad,* la más alta de todas (Monte A. Jackson: 4191 m).

Entre las dos últimas cordilleras, se extiende un campo de hielo de más de 120 km de ancho, de altitud 1500 a 2000 m, la *Meseta Dyer,* que se devierte por majestuosos glaciares de débil pendiente hacia el shelf del Canal George VI, y hacia el Mar de Weddell. Es de notar que en esta zona, que alcanza la corriente marina circumpolar, la Barrera de Larsen es muy estrecha e interrumpida por varios cabos.

16. 4. 4. *Altiplanicie Ellsworth.* Al S. O. de la Tierra O'Higgins se extiende un gran campo de hielo de unos 2000 m de altura, la Altiplanicie Ellsworth, del cual emergen varias montañas de más de 3000 m (más alta: Monte Ulmer, 3810 m, en la Cordillera Centinela). La limitan al norte y al este dos inmensos "acantilados".

Al S. E. de la Tierra O'Higgins, limitando el Mar de Weddell, se extiende la Barrera de Lassiter. Esta región, así como la que se extiende entre la Altiplanicie Ellsworth y el Polo Sur, es completamente inexplorada. Será cruzada y estudiada durante el Año Geofísico Internacional 1957-58, mediante una operación combinada desde la base británica de Gould Bay, y la base americana de Little America.

EXPLORACION Y GLACIOLOGIA DE LOS ANDES CHILENO-ARGENTINOS

BIBLIOGRAFIA

Hemos descartado los relatos de ascensiones que no presentan interés de exploración, salvo cuando van acompañados de fotografías o mapas interesantes, así como los relatos de viajeros anteriores a 1900.

Significado de algunas abreviaturas:

Memoria CAB y An. CAB: *Memorias* (hasta 1946) y *Anuario* (desde 1947) *del Club Andino Bariloche.* (Fundado en 1931. San Carlos de Bariloche, Argentina).

Andina: Revista publicada por el Deutscher Ausflugverein, Sektion Chile (Club Alemán de Excursionismo, Santiago). Cuatro números en 1933, 37, 38 y 43.

An. GAEA, GAEA, anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, Buenos Aires.

J. Glac.: *Journal of Glaciology,* publicado por la British Glaciological Society, c/o Scott Polar Research Institute, Lansfield Road, Cambridge, G. B.

Rev. And.: Revista Andina, publicada por el Club Andino de Chile, fundado en 1937 (Casilla 1823, Santiago). Reemplaza desde octubre de 1940 al antiguo *Boletín Informativo.*

Z. Glkde.: Zeitschrift für Gletscherkunde (de 1907 a 1943) y Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie (desde 1950). Universitätst. 4, Innsbruck.

1. *ANDES CENTRALES, AL NORTE DE 35º LAT. SUR*

E. ACEVEDO DÍAZ, 1951: El Paso de los Andes, camino a través de 4 cordilleras. *An. CAB, 19,* p. 6-29.

E. ALMEYDA ARROYO, 1949: *Pluviometría de las zonas del desierto y las estepas cálidas de Chile.* Edit. Universitaria, Santiago, 126 p.

ARGENTINA, 1902: *Frontera argentino-chilena en la Cordillera de los Andes. Exposición argentina.* Londres. 4 tomos. 1141 p. + 16 mapas, + 141 láminas.

H. BARRERA, 1938: Ascensión al Cerro Negro, en la Cordillera Morada. *Rev. And., 1,* Nº 10, p. 8-12. Foto en *2,* Nº 1, p. 11.

H. BARRERA, 1938: A study of the nieve penitente of the Chilean Andes. *Assoc. Int. d'Hydrologie,* Bull. *23* (Riga), p. 587-622.

M. BERTONE, 1937: Expedición en el grupo del Cerro El Plata. *Rev. Geog. Americana, 5,* Nº 49.

J. BROGGI, 1945: La desglaciación andina y sus consecuencias. *Rev. Científica, Lima,* Nº 444, p. 159-73.

J. Bruggen, 1923: El Volcán San José. *Rev. chilena de Historia Natural.*

J. Bruggen, 1928: La glaciación actual y cuaternaria de la Cordillera de los Andes. *Anales Univ. de Chile,* 2ª serie, *6,* p. 599 - 684.

J. Bruggen, 1929: Zur Glazialgeologie des chilenischen Anden. *Geol. Runschau, 20.*

J. Bruggen, 1950: *Fundamentos de la geología de Chile.* Instituto Geográfico Militar, Santiago. 374 p. + 1 mapa.

M. Caretta, 1945: Ascensión al Cerro Negro. *Rev. Geog. Americana, 13,* Nº 147.

Chile, 1906: *Arbitraje de límites entre Chile y la República Argentina. Exposición chilena.* París, 6 vol. + atlas.

CORFO, 1950: *Geografía económica de Chile.* Corporación de Fomento de la Producción, Santiago. 2 tomos + 4 mapas. *Tomo I*: Orografía, Clima, Hidrografía, Suelos, Biogeografía, por H. Fuenzalida; Geología por J. Muñoz-Cristi.

A. E. Corte, 1953: Contribución a la morfología periglacial de la alta Cordillera, con especial mención al aspecto criopedológico. *Anales del Dep. de Invest. Cient. de la Univ. Nac. de Cuyo,* (Mendoza). *1,* Nº 2, p. 1-54.

A. E. Corte, 1955: Contribución a la morfología periglacial, especialmente criopedológica de la República Argentina. *Acta Geographica* (Helsinki), *14,* Nº 8, p. 83-102.

R. Eggmann, 1945: La Cordillera de San Juan - *Memoria CAB.*

C. Escot, F. Guimón, 1953: Exploración del Valle de La Jaula. *Nuestras Montañas* (C. A. Mendoza), *11,* Nº 20, p. 14-17.

Estados Unidos, 1954: *La momia y la expedición al Cerro El Plomo.* Servicio informativo de los EE. UU., Santiago. 18 p.

R. Ferlet, G. Poulet, 1955: Aconcagua, faz sur. *An. CAB., 23,* p. 28-34.

Ferrocarriles del Estado, 1955: *Guía del Veraneante.* Santiago. 330 p. + 7 mapas.

F. Fickenscher, 1937: Cerro Juncal. *Andina.* p. 19-24.

J. F. Finó, 1938-39-40-41-42. Elementos para una bibliografía andina. *Memorias 1938 a 42 del C. A. B.* (Bariloche).

J. F. Finó, 1949: Andinismo en la Argentina: fuentes de información. *An. CAB., 17* p. 98-109.

J. F. Finó, 1950: *Turismo argentino: Los Andes.* El Ateneo, Buenos Aires, 64 p.

J. F. Finó, 1953: Andes. *Journal* (Schweiz. Stift. für Alp. Forsch.), Zürich. *1,* Nº 1, p. 57.

Gaea, 1946: *Geografía de la República Argentina.* 6 tomos. Edit Coni, Buenos Aires - Tomo IV: Los sistemas orográficos de la Argentina, por E. Feruglio. 541 p. + láminas.

P. Groeber, 1951: La Alta Cordillera entre las latitudes 34º y 29º 30'. *Rev. del Inst. Nac. de Invest. de las Ciencias Nat.* (Buenos Aires), *1,* Nº 5, p. 235-352, + 19 láminas, + 2 mapas.

P. Gussfeldt, 1888: *Reise in den Anden von Chile und Argentinien.* Gebüder Paetel, Berlín. XII + 480 p.

G. Von Hein, 1938: Der Vulkan San José. *Andina,* p. 20-28.

J. Heinsheimer, 1947: Algunas observaciones sobre la glaciación de las Cordilleras de Ansilta y Totora. *Revista Min.,* Nº 18, p. 60-67.

J. Heinsheimer, 1952: Die Eispenitentes des Glaciar Derecho in der Cordillera von San Juan (Argentinien). *Z. Glkde. 2,* Nº 1, p. 14-24.

R. Helbling, 1919: Beiträge zur topographischen Erschliessung der Cordillera de los Andes zwischen Aconcagua und Tunpungato. *23. Jahresbericht des A. A. C., Zürich.* 77 p. + 3 mapas. *Anexo*: Die Höhe des Aconcagua, 18 p.

R. Helbling, 1935: The origin of the Río Plomo Ice Dam. *Geographical Journal, 85,* Nº 1, p. 41.

R. Helbling, 1940: Ausbruch eines Gletschersees in der argentinischen Anden und aussergewöhnliche Gletscherschwankungen im Allgemeinen. *Schweizer. Bauzeitung, 115,* Nº 2.

Teniente E. Huerta, 1941: Ascensiones en el Macizo del Aconcagua. *Memoria CAB, 10,* p. 16-46.

Teniente E. Huerta, 1942: Ascensiones en la Alta Cordillera de Mendoza: Volcán Maipú, Cerro Laguna, Aconcagua. *Memoria CAB, 11,* p. 18-43.

Instituto Geográfico Militar Argentino, 1944: *Carta topográfica de la República Argentina al 1/100 000.* Hojas: Valle de Calingasta, Río de los Teatinos, Paso del Espinacito, Co. Aconcagua, Cordillera del Tigre, Las Cuevas, Puente del Inca, Río del Plomo, Co. Tupungato, Río Salinillas, Laguna Diamante.

Instituto Geográfico Militar Argentino, 1952: *Carta topográfica de la República Argentina, al 1/50 000.* Hojas: Aconcagua, Cerro Juncal.

Instituto Geográfico Militar de Chile, 1915: *Carta Nacional al 1/500 000.* Ultima edición: 1945. Hojas: San Felipe-Illapel-Quillota, Santiago-Valparaíso-Curicó.

Instituto Geográfico Militar de Chile, 1953: *Carta Preliminar al 1/250 000.* Hojas: Morro Morado, Los Andes, Santiago, El Teniente.

C. Jakob, 1940. Hacia los ventisqueros australes del Tupungato. *Rev. Geog. Americana, 13,* Nº 79, p. 217-26.

J. Keidel, 1918: Sobre la nieve penitente de los Andes Argentinos. *Anales Minist. Agric., Sección Geol., Mineral y Minería 12,* Nº 4.

W. Klatt, F. Fickenscher, 1929: *Carta de excursionismo de la Cordillera Central entre latitudes 32°30' y 34°20'.* Escala: 1/250 000. Santiago.

K. Klemm, 1934: *El baqueano del alpinista chileno, guía para los amigos de la Cordillera Central.* Tall. Diario Alemán, Santiago. 96 p.

W. Knoche, 1932: Verdunstungeis auf dem Anden Vulkan Oyahue. *Z. Glkde.*

T. Kopp, 1946: *Kampf um der Aconcagua.* El Buen Libro, Buenos Aires. 284 p.

F. Kühn, 1913: *La Cordillera de San Juan.* Petermanns Geog. Mitteilungen, Nº 59.

F. Kühn, 1914: Estudios geográficos en las Altas Cordilleras de San Juan. *Dir. de Minas, Geol. e Hidrol.,* Bol. Nº 8, (Buenos Aires), 44 p.

F. Kühn, 1918: Nachrichten über zwei Kordillerengipfel (Lanin, Mercedario). *Zeitschift des Wiss. Vereins,* Buenos Aires.

F. Kühn, 1928: Type der andine Landschaft zwischen 35 und 36 Graden S. Br. *Zeitschrift für Erkde.* (Berlin) Jubiläums Sonderband.

M. Kurtz, 1948: Die Anden Kordillere. *Berge der Welt* (Schw. Stiff. Alp. Forsch., Zürich), *3,* p. 340-446.

E. de la Motte, 1936: Monte Sosneado. *Memoria CAB.*

L. Lliboutry, 1953: L'origine des pénitents de neige. *Compte-rendus Ac. Sc., 236,* p. 952-54.

L. Lliboutry, 1953: Les pénitents de

glace, et la transformation de la neige en glace dans les Andes de Santiago. *Compte-rendus Ac. Sc., 236,* p. 1191-93.

L. Lliboutry, 1953: El origen de los penitentes. *Informaciones Geográficas* (Inst. Geog. Univ. de Chile, Santiago), *3,* N.os 1-2, p. 1-9.

L. Lliboutry, 1953: Internal moraines and rock glaciers. *J. Glac., 2,* Nº 14, p. 296.

L. Lliboutry, 1953: Dispersión de las precipitaciones anuales en Santiago. *Informaciones Geográficas, 3,* N.os 3-4, p. 78-80.

L. Lliboutry, 1954: The origin of penitents. *J. Glac., 2,* Nº 15, p. 33-38.

L. Lliboutry, 1954: Le Massif du Nevado Juncal (Andes de Santiago), ses pénitents et ses glaciers. *Rev. Géographie Alpine* (Grenoble), *42,* Nº 3, p. 465-95.

L. Lliboutry, 1954: L'andinisme au Chili. *Education Physique et Sport* (Paris), *5,* Nº 24, p. 41-44 y Nº 25, p. 43-45.

L. Lliboutry, 1954: La structure des penitents de neige. *Assoc. Int. d' Hydrologie, 39* (Assemblée générale de Rome, tome IV), p. 117-22.

L. Lliboutry, 1955: L'incorporation des éboulis dans la glace. *Compte-rendus Ac. Sc., 240,* p. 1623-24.

L. Lliboutry, 1955: Surimposition d'un débordement glaciaire à un glacier d'eboulis. *Compte-rendus Ac. Sc., 240,* p. 1654-57.

L. Lliboutry, 1955: L'origine des sols striés et polygonaux des Andes de Santiago (Chili). *Compte-rendus Ac. Sc., 240,* p. 1793-94.

L. Lliboutry, 1955: Origine et évolution des glaciers rocheux. *Compte-rendus Ac. Sc., 240,* p. 1913-15.

L. Lliboutry, J. F. Finó, 1954: Andes Chiliennes. *Journal* (Schweiz. Stift. Alp. Forsch.), *1,* Nº 3, p. 183-84.

J. Lueders, 1933: Drei Besteigungversuche und endgültige Erstbesteigung des Nevado de los Piuquenes. *Andina,* p. 26-28.

A. Magnani, 1949: Segunda ascensión al Cerro Tambillos, 6000 m *An. CAB, 17,* p. 23-28.

F. Marmillod, 1940: Deux ascensions dans les Andes chiliennes. *Die Alpen* (Berna), Nº 8, p. 309-17.

F. Memelsdorff, 1953: La Cordillera de los Penitentes. *Nuestras Montañas* (C. A. Mendoza), *11,* Nº 20, p. 18-21.

H. Mortensen, 1928: Das Formenbild der chilenische Hochkordillere in seiner diluvialglacialen Bedingheit. *Ges. für Erdkde.* (Berlin), Nº 3-4.

V. Ostrovski, 1951: La expedición polaca a la Cordillera 1933-34: Mercedario, Ramada, Alma Negra, La Mesa, Aconcagua. *An. CAB 19,* p. 66-73.

V. Ostrovski, 1954: *Mas alto que los cóndores.* Albatros, Buenos Aires, 339 p. + Láminas.

O. Pfenniger, 1937: Der Morado. *Andina,* p. 2-8.

A. Plagemann, 1887: *Das andine Stromgebiet des Cachapoal.* Petermanns Mitteil. Nº 33 (Justus Perthes, Gotha).

L. Razza, 1935: El glaciar del Nevado del Plomo. *Revista geog. americana,* Buenos Aires, *4,* p. 221-38.

F. Reichert, 1910: Das Gletschergebiet zwischen Aconcagua und Tupungato. *Z Glkde., 4.*

F. Reichert, 1916: Die Erschliessung der höchsten Anden. *Zeits. der Deutsch. Wiss. Ver.* (Buenos Aires).

F. Reichert, 1929: *La exploración de la alta Cordillera de Mendoza.* Círculo Militar, Bibl. del Oficial, N.os 138-39. 2 vol. + mapas.

F. Reichert, 1947: *Auf Berges-und Lebenshöhe.* Kave, Buenos Aires, 2 vol.

H. Rentzsch, 1943: Die Colinasgrupe *Andina,* p. 47-52.

L. Risopatrón, 1903: *La Cordillera de los Andes entre las latitudes 30°40' y 35°* S. República de Chile, Of. de Límites, Santiago. 233 p.

G. Rohmeder, 1942: *La glaciación diluvial de los Nevados del Aconquija.* Univ. Nac. de Tucumán, 61 p. + 21 láminas + 2 mapas.

Saint-Loup, 1951: *Monts Pacifique.* Arthaud, Grenoble. 276 p.

W. Schiller, 1913: La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la Provincia de San Juan. *Anales Minist. Agricultura* (Buenos Aires), *7,* Nº 5.

T. Sekelj, 1944: *Tempestad sobre el Aconcagua.* Peuser, Buenos Aires, 274 p.

J. Silva Piderit, 1943: El Ventisquero Olivares. *Rev. And., 6,* Nº 33, p. 19, 21 y 24-30.

J. Silva Piderit, 1943: Réplica a un comentario sobre el Olivares. *Rev. And., 7,* Nº 34, p. 31-32.

C. Stegmann, 1954: Expedición C. A. B. A. al Macizo de los Penitentes. *An. CAB, 22,* p. 9-16.

F. Strasser, 1936: El Tupungato. *Revista geog. americana* (Buenos Aires), *5,* p. 339-50.

C. Troll, 1942: *Büsserschnee in den Hochgebirgen der Erde.* Petermanns Mitteil. Nº 240 (Justus Perthes, Gotha). 203 ref.

A. R. Vich, 1950: Una expedición a los Andes Catamarqueños. *Nuestras Montañas* (C. A. Mendoza), *5,* Nº 19, p. 10-12.

K. Walz, 1937: Die Erstbesteigung des Cerro Risopatrón. *Andina,* p. 12-18.

2. *ANDES ENTRE 35° LAT. SUR Y 46° LAT. SUR*

A. M. de Agostini, S. S., 1934: *La Naturaleza en la Patagonia Septentrional. Lagos Nahuel Huapi y Esmeralda.* Turín.

A. M. de Agostini, S. S., 1941: *El Cerro Lanín y sus alrededores, parque nacional.* Buenos Aires. 56 p. + láminas + mapas.

E. Almeyda Arroyo, 1955: *Geografía de Chile* (16ª edición). 245 p. Santiago.

Argentina, 1902: *Frontera argentino-chilena en la Cordillera de los Andes, exposición argentina.* 4 tomos. 1141 p. + 16 mapas + 141 láminas. Londres.

Argentina, 1936-38: *Parque Nacional de Nahuel Huapi.* 4 vol. Administración General de Parques Nac. y Turismo, Buenos Aires.

V. Auer, 1941: Der Torf und die Torfschichten als historiche Urkunden Feuerlands und Patagoniens. *Geol. Rundschau, 32,* p. 647-71.

V. Auer, 1948: *Las capas volcánicas como base de la cronología postglacial de Fuegopatagonia.* Minist. Agric. y Ganadería Inst. de Suelos y Agrotecnia. Publ. Nº 9. 208 p. + 4 láminas.

V. Auer, 1952: (Reproducción del artículo anterior): *Wissenschaftliche Ergebnisse der Finnischen Expedition nach Patagonien 1937-38.* Tomo II. Helsinki.

V. Auer, 1952: The Pleistocene and post-glacial period in Fuegopatagonia. *Ibid.,* p. 1-20.

J. Bruggen, 1950: Fundamentos de la *Geología de Chile.* Inst. Geog. Militar, Santiago. 374 p. + 1 mapa.

Chile, 1906: *Arbitraje de límites entre Chile y la República Argentina.*

Exposición chilena. París. 6 vol. + atlas.

B. S. COLQUI, M. E. MADEJSKI, 1952: Contribución al estudio del Glaciar Torrecillas (Lago Menéndez, Chubut). *Meteoros, 2,* N.os 3-4, p. 209-14.

CORFO, 1950: *Geografía económica de Chile.* Corporación de Fomento de la Producción, Santiago. 2 tomos + 4 mapas. *Tomo I:* Orografía, Clima, Hidrografía, Suelos, Biogeografía, por H. FUENZALIDA; Geología por J. MUÑOZ CRISTI.

A. DONOSO, 1906: *Demarcación de la línea de frontera en la parte sur del territorio.* Rep. de Chile, Oficina de Límites, 191 p.

G. FERAUD, 1954: Reconocimiento de las vías de acceso al Dos Picos. *An. CAB, 22,* p. 27-32.

FERROCARRILES DEL ESTADO, 1955. *Guía del veraneante.* 330 p. + 7 mapas.

E. FENGLIO, 1949: *Descripción geológica de la Patagonia.* Dir. Gen. Y. P. F., Buenos Aires, 3 vol. 334 + 349 + 431 p.

J. F. FINÓ, 1950: *Turismo argentino: Los Andes.* El Ateneo, Buenos Aires, 64 p.

J. F. FINÓ, 1954: Las cuencas superiores de los glaciares Río Blanco Grande y Río Blanco Chico (reseña). *An. CAB., 22,* p. 68-70.

GAEA, 1946...: *Geografía de la República Argentina.* 6 tomos. Edit. Coni, Buenos Aires. Tomo IV: Los sistemas orográficos de la Argentina, por E. FERUGLIO. 541 p. + láminas.

P. GROEBER, 1925: La región de Copahue y su glaciación diluvial. *An. GAEA* (Buenos Aires), *1,* Nº 3, p. 92-110.

P. GROEBER, 1927: Origen de los valles transversales de la Cordillera Patagónica. *An. GAEA, 2,* Nº 3, p. 438-55.

P. GROEBER, 1929: *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sud de Mendoza y regiones adyacentes.* Dir. General de Minas, Geol. e Hidrol., Buenos Aires. Public. Nº 52.

J. A. GROSSE, 1955: *Visión de Aysén.* Inst. Geog. Militar, Santiago. 146 p. + 23 láminas + 6 mapas.

R. HEEGE, 1937: Die Besteigung der Vulcane Shoshuenco und Mocho am Pirehuaico. *Andina,* p. 48-52.

L. HEROLD, 1955: Cerros Solo y Torrecillas, Parque Nacional los Alerces. *An. CAB, 23,* p. 75-85.

S. HERZEN, 1945: *Entre rocas y nieves.* Peuser, Buenos Aires.

H. HESS, O. MEILLING, 1938: Primera ascensión al Cerro Puntiagudo. *Memoria CAB,* p. 10-20.

H. HESS, 1946: Primera ascensión al Cerro Macá. *Rev. And., 10,* Nº 52, p. 22-23 y 27.

INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR DE CHILE, 1915: *Carta Nacional al 1/500 000.*

INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR DE CHILE, 1953: *Carta Preliminar al 1/250 000.* Hojas: Descabezado Chico, Laguna del Maule, Laguna de la Laja, Temuco, Lonquimay, Valdivia, Río Curimeno, Puerto Montt, Lago Vidal Gormaz, Castro, Río Puelo, Golfo Corcovado, Palena, Isla Magdalena, Río Cisnes, Puerto Aysén, Balmaceda.

K. KROESSIG, 1943: Sierra Velluda. *Andina,* p. 79-80.

P. KRUGER, 1909: *Die Patagonischen Anden zwischen dem 42º und 44º süd. Breite.* Petermanns Geo. Mitteil. Nº 164, Iena.

F. KÜHN, 1918: Nachrichten über zwei Kordilleren Gipfel (Lanin und Mercedario). *Zeits. der Deutsch. Wiss. Ver.* (Buenos Aires).

F. KÜHN, 1928: Type der andinen

Landschaft zwischen 35° und 36°. *Zeitschrift für Erdkde. zu Berlin.*

M. KURTZ, 1948: Die Anden Kordillere. *Berge der Welt* (Schweiz. Stift. Alp. Forsch., Zürich), *3*, p. 340-446.

Ed. DE LA MOTTE, 1933: In the Argentine-chilean Cordillera: Lanín, Tronador. *Alpine Journal, 45,* Nº 247, p. 328-33 + 8 láminas.

Ed. DE LA MOTTE, 1934: Mt. Tronador (11 380 ft.). Some 1934 attempts. *Alpine Journal, 46,* Nº 249, p. 370-74 + 5 láminas.

B. LANTSCHNER, 1954: El Pico Bolsón, el Serrucho y sus inmediaciones. *An. CAB, 22,* p. 36-44.

O. MEILLING, 1943: Excursión a la Reserva Los Alerces. *Memoria CAB,* p. 42-57.

F. MEMELSDORFF, 1952: Esperanza Norte. *An. CAB,* 20, p. 24-31.

J. J. NEUMEYER, 1941: Excursión a los Lagos Menéndez y Puelo (Chubut): los cerros Torrecillas y Aguja. *Memoria CAB,* p. 58-65.

J. J. NEUMEYER, 1949: En el valle del Río Esperanza (Chubut). *An. CAB, 17,* p. 47-51.

J. J. NEUMEYER, 1951: Nieve penitente en el Lanín. *An. CAB, 19,* p. 123.

J. PALANZA, 1938: Los ventisqueros del Tronador. *Revista geog. americana, 10,* p. 29-36.

R. A. PHILIPPI, 1852: Altitud de los diversos puntos en el Volcán Osorno y determinación del límite de las nieves perpetuas bajo la latitud de Valdivia. *Anales Univ. Chile, 9,* p. 379-80.

R. A. PHILIPPI, 1853: Expedición al Volcán de Osorno. *Anales Univ. de Chile, 10,* p. 318-56.

C. PIDERIT, 1945: Ascensión a la cumbre sur del Nevado Longaví (2950), tentativa al picacho Norte (3080). *Rev. And., 9,* Nº 50, p. 36-37.

F. REICHERT, 1927: El Macizo del Tronador. *Anales GAEA* (Buenos Aires), *2,* Nº 3, p. 385-402.

F. REICHERT, 1937: La exploración del Macizo del Cerro Macá. *Memoria CAB.*

L. RISO PATRÓN, 1907: *La línea de frontera con la República Argentina entre las latitudes 35º y 46º sur.* Rep. de Chile, Oficina de límites, Santiago, 450 p. + 1 mapa.

M. SALMI, 1941: Die postglazialen Eruptions schichten Patagoniens und Feuerlands. *Annales Academiae Scient. Fennicae, A, 3,* N. 2, 115 p. + 2 láminas. Reproducido en: *Ergebnisse der Finnischen Expedition nach Patagonien 1937-38,* Tomo I, Helsinki, 1941.

Soc. CIENT. ALEMANA (A. KOELLIKER, F. KÜHN, F. REICHERT, A. TOMSEN, L. WITTE, Prólogo de C. HICKEN), 1917: *Patagonia. Resultado de las expediciones realizadas de 1910 a 1916.* Cía. Sudamer. Bill. Bco., Buenos Aires. 2 tomos. XII + 431 p. + mapas.

H. STEFFEN, 1909: *Viajes de exploración y estudio en la Patagonia occidental 1892-1902. Anales Univ. Chile,* Santiago, 2 tomos, 549 p.

H. STEFFEN, 1919: *Westpatagonien.* Dietrich Reimer, Berlín, 2 tomos, 670 p.

H. STEFFEN, 1947: *Patagonia occidental* (Traducción del anterior).. Edic. de la Univ. de Chile, Santiago, 2 tomos, 586 p.

C. STEGMANN, 1949: *Cerro Crespo* (2250 mts.), segunda ascensión. *An. CAB, 17,* p. 29-36.

C. STEGMANN, 1951: Excursión al Tres Picos. *An. CAB, 19,* p. 31-43

R. D. VENZANO, 1938: Contribución al conocimiento de la Cordillera Patagónica. *An. GAEA, 6,* p. 275-81.

R. D. VENZANO: *Guía del Parque Na-*

cional de Nahuel Huapi. 45 p. + mapa.

R. D. VENZANO, 1949: La Cordillera desconocida entre el Seno Bordedahué (Pacífico) y la cuenca del Lago Puelo. *An. CAB, 17,* p. 39-46.

H. WÜNSCHE, 1943: Ein Beitrag zur Frage des Büsserschnees. *Andina,* p. 59-63.

3. ANDES, AL SUR DE 46º LAT. SUR

A. M. DE AGOSTINI, S. S., 1929: *Mis viajes a la Tierra del Fuego,* Milán, 287 p. + mapas + láminas.

A. M. DE AGOSTINI, S. S., 1937: El nuevo parque nacional Los Glaciares. *Revista geog. americana* (Buenos Aires), *8,* Nº 48, p. 153-66.

A. M. DE AGOSTINI S. S., 1945: *Andes Patagónicos,* 2ª ed. aumentada y corregida. Guillermo Kraft, Buenos Aires. 445 p. + numerosas láminas + 3 mapas.

A. M. DE AGOSTINI S. S., 1945: *Ascensión al Monte San Lorenzo.* Guillermo Kraft, Buenos Aires, 100 p. + láminas + 2 mapas. Publicación destinada a completar la primera edición de la obra anterior.

A. M. DE AGOSTINI S. S., 1945: *Guía turística de los Lagos australes argentinos y Tierra del Fuego.* Buenos Aires, 56 p. + 2 mapas

A. M. DE AGOSTINI S. S., 1946: *Guía turística de Magallanes y canales fueguinos.* Punta Arenas. 151 p. + 2 mapas.

E. ALMEYDA A., 1955: *Geografía de Chile* (16ª edición), Santiago, 245 p.

H. ARCTOWSKI, 1900: Les glaciers actuels et les vestiges de leur ancienne extension en Terre de Graham et Terre de Feu. *Rapports scient. de l'expéd. antarctique Belge 1897-99.*

ARGENTINA, 1902: *Frontera argentino-chilena en la Cordillera de los Andes. Exposición Argentina.* Londres. 4 tomos, 1141 p. + 16 mapas + 141 láminas.

V. AUER, 1941: Der Torf und die Torfschichten als historiche Urkunden Feuerlands und Patagoniens, *Geol. Rundschau, 32,* p. 647-71.

V. AUER, 1948: *Las capas volcánicas como base de la cronología postglacial de Fuegopatagonia.* Minist. Agric. y Ganadería, Inst. de Suelos y Agrotecnia, Publ. Nº 9, 208 p. + 4 láminas. Reproducido en: *Wissenschaftliche Ergebnisse der Finnischen Expedition nach Patagonien 1937-38.* Tomo II, Helsinki 1952.

V. AUER, 1952: The Pleistocene and post-glacial period in Fuegopatagonia. *Wiss. Ergeb. Finnischen Exped. 1937-38.* Tomo II, Helsinki.

M. A. AZEMA, 1954: *La conquête du Fitz-Roy.* Flammarion, Paris. 235 p.

M. BORGATELLO S. S., 1925: Patagonia meridionale e Terra del Fuocco. Torino.

E. BOURRIERES, 1939: Lago Argentino, Ventisquero Moreno. *Revista geog. americana* (Buenos Aires), *12,* p. 361-67.

J. BRUGGEN, 1936: Informe geológico sobre la región del Canal de Ofqui. *Boletín Soc. Nac. Minería* (Santiago), p. 197-208.

E. BRUGGEN, 1950: *Fundamentos de la Geología de Chile.* Instituto Geog. Militar, Santiago, 374 p.

C. A. B., 1953: Hielo Continental 1952. *An. CAB, 21,* p. 33-35.

C. A. B., 1954: *San Valentín, cumbrera del Hielo Continental.* Bariloche, 48 p.

C. C:Zon Caldenius, 1932: Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler* (*Stockholm*) y *Dir. de Minas y Geología* (Buenos Aires), Publ. Nº 95.

Chile, 1906: *Arbitraje de límites entre Chile y la República Argentina. Exposición chilena.* Paris. 6 vol. + atlas.

M. Conway, 1901: *Aconcagua and Tierra del Fuego.* Cassell, London

CORFO, 1950: *Geografía económica de Chile.* Corporación de Fomento de la Producción, Santiago. 2 tomos + 4 mapas. *Tomo I*: Orografía, Clima, Hidrografía, Suelos, Biogeografía, por H. Fuenzalida; Geología por J. Muñoz Cristi.

L. Depasse, 1953: *Al asalto del Fitz Roy.* Peuser, Buenos Aires 336 p. + láminas.

E. Feruglio, 1932-35. Informe preliminar sobre los resultados científicos de la expedición A. de Agostini al Lago Argentino (Patagonia). *An. GAEA* (Buenos Aires), *4,* p. 116-31.

E. Feruglio, 1933: La glaciazione attuale, le fasi glaciali quaternarie e y lorò rapporti coi terrazi marini della Patagonia. *Bol. Com. Glaciol. Italiano,* (Torino), *13.*

E. Feruglio, 1934: I ghiacciai della Patagonia. *L'Universo* (Rivista dell' Inst. Geog. Mil. Ital., Firenze), *15,* p. 10.

E. Feruglio, 1938 : Variaciones del Frente Glaciar Moreno. *An. GAEA, 6,* p. 185-92.

E. Feruglio, 1944: Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia) (expedición A. de Agostini 1930-31). *Bol. Ac. Nac. Ciencias* (Córdoba), *37,* 208 p.

E. Feruglio, 1949: *Descripción geológica de la Patagonia.* Dir. Gen. Y. P. F., Buenos Aires, 3 vol. 334 + 349 + 431 p

G. A. Fester, 1938: La Cordillera Payne. *An. GAEA, 126,* p. 215-26.

G. A. Fester, 1938: Observaciones en la Cordillera austral. *Revista minera* (Buenos Aires), *9,* p. 97-122.

Gaea, 1946: *Geografía de la República Argentina.* Edit. Coni, Buenos Aires. 6 tomos. Tomo IV: Los sistemas orográficos de la Argentina, por E. Feruglio. 541 p. + láminas.

L. Gallois, 1901: Les Andes de Patagonie. *Annales de Géographie 10,* Nº 51, p. 1-20 + 18 láminas + 1 mapa.

H. Gianolini, 1950: Expedición 1949 al Hielo Continental. *An. CAB, 18,* p. 32-47.

P. Groeber, 1927: Origen de los valles transversales de la Cordillera Patagónica. *An. GAEA, 2,* Nº 3, p. 438-50.

P. Groeber, 1952: Glacial, tardío- y postglacial en Patagonia. *Rev. Museo Munic. Cienc. Nat, y Trad. de Mar del Plata. 1,* Nº 1 p. 79-103.

R. Hauthal, 1899: Erforschung der Glazialerscheinungen Südpatagoniens. *Globus, 75.*

R. Hauthal, 1904: Gletscherbilder aus der argentinischen Kordillere. *Zeitschrift der D.O.A.V.* (Innsbrück), *35,* p. 30-56.

R. Hauthal, 1910: Der Bismargletscher, ein vorrückender Gletscher in den Patagonischen Anden. *Z. Glkde. 5,* p. 133-43.

R. Hauthal, 1913: Die interozeanische Wasserscheide in Patagonien. *Z. Glkde., 7,* p. 260-65.

A. Heim, 1946: *Informe sobre un estudio glaciológico en el Parque Nacional "Los Glaciares".* Adminis. Gen. Parques Nac. y Turismo, Buenos Aires. 10 p. + 12 láminas + 1 mapa.

H. Hess, 1942: Exploración del Macizo del San Valentín. *Memoria CAB, 11,* p. 44-63.

C. Hicken (Véase: *Soc. Cient. Alemana*).

E. Hoffmann, 1943: Das Inlandeis vom San Valentín. *Andina,* p. 22-24.

Capitán P. Ihl, 1939: *Expedición científica y militar a la Patagonia chilena.* Inst. Geog. Militar, Santiago, 63 p. + 21 láminas + 1 mapa.

Instituto Geográfico Militar de Chile, 1915: *Carta Nacional al 1/500 000.*

Instituto Geográfico Militar de Chile, 1953: *Carta Preliminar al 1/250 000.* Hojas: Península de Taitao, Monte San Valentín, Río Baker, Canal Messier, Lago O'Higgins, Isla Angamos, Cerro Chaltel o Fitz Roy, Isla Madre de Dios, Cordillera del Paine, Puerto Natales, Península Muñoz Gamero, Estrecho de Magallanes, Canal Cockburn. Cordillera Darwin, Canal Beagle.

M. Junge, 1934: Viaje de estudio geográfico a Tierra del Fuego y Magallanes. *An. Univ. de Chile, 92,* p. 184-210.

A. Koelliker, 1917. (Véase *Soc. Cient. Alemana*).

A. Koelliker, 1926: *In den Einsamkeiten Patagoniens.* Strecker und Schröder, Stuttgart.

L. Krahl, 1955: Primera expedición chilena a los Andes Patagónicos. *Rev. And., 18,* Nº 81, p. 5-8.

E. H. Kranck, 1932: Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica* (Helsinki), *4,* Nº 2.

F. Kühn, 1922: Beobachtungen in der Südpatagonischen Kordillere am Lago Viedma. *Z. Ges. für Erdkde. zu Berlin,* Nº 7-10.

F. Kühn, 1924. Inlandeis in der Patagonischen Cordillere. *Revista Phoenix* (Buenos Aires), *10,* Nº 4, p. 200-01.

M. Kurtz, 1948: Die Anden Kordillere. *Berge der Welt* (Schweiz. Stift. Alp. Forsch., Zürich), *3,* p. 340-446.

E. Ljungner, 1949: E-W balance of the quaternary ice caps in Patagonia and Scandinavia. *Bull Geol. Inst. Univ. of Upsala, 33,* 87 p.

L. Lliboutry, 1952: Oscilaciones terminales de los ventisqueros orientales de Patagonia. *Informaciones Geográficas* (Inst. Geog. Univ. Chile), *2,* Nº 3-4, p. 107-13.

L. Lliboutry, 1952: *Estudio cartográfico, geológico y glaciológico de la zona del FitzRoy.* Inst. Geog. Univ. Buenos Aires, serie A, Nº 17. 64 p. + 24 láminas + 2 mapas.

L. Lliboutry, 1953: More about advancing and retreating glaciers in Patagonia, *J. Glac. 2,* Nº 13, p. 168-72.

L. Lliboutry, 1953: Snow and ice in the Monte Fitz Roy region (Patagonia). *J. Glac., 2,* Nº 14, p. 255-61.

L. Lliboutry, 1953: La région du Fitz-Roy (Andes de Patagonie). *Revue de Géog. Alpine* (Grenoble), *41,* Nº 4, p. 667-94.

L. Lliboutry, 1956: Banding and volcanic ashes on Patagonian glaciers. *J. Glac.,* (en manos del editor).

O. Meiling, H. Schmoll, B. Lantschner, 1955: Expedición al Paine. *An. CAB, 23,* p. 5-14.

C. Moyano, 1931: *Viajes de exploración a la Patagonia.* Buenos Aires.

R. L. Nichols, M. M. Miller, 1951: Glacial geology of the Ameghino valley, Lago Argentino, Patagonia. *Geog. Review, 41,* Nº 2, p. 274-94.

R. L. Nichols, M. M. Miller, 1952: The Moreno Glacier, Lago Argentino, Patagonia, *J. Glac., 2,* Nº 11, p. 40-50.

O. NORDENSKJOLD, 1898: *Fran Eldslandet*. P. A. Norstedt & Söner, Stockholm.

O. NORDENSKJOLD, 1902: La Terre de Feu (resumen y traducción del anterior por C. RABOT). *Le Tour du Monde, J. des voyages et des voyageurs,* nouv. série, *8,* p. 13-60.

H. N. PALLIN, 1933: Mountains and glaciers in West Patagonia. *Alpine Journal, 45,* Nº 246, p. 62-79 + 2 mapas + 6 láminas.

J. V. PILLET, 1953: Primeras travesías del Domo Blanco, del Portezuelo Cuadrado y del Marconi Norte. *An. CAB, 21,* p. 12-14 y *Revista de la FASA, 2,* Nº 4, p. 12-13.

G. PLÜSCHOW, 1929: *Silberkondor über Feuerland*. Ullstein, Berlin, 285 p.

P. D. QUENSEL, 1910: Beitrag zur Geologie der Patagonischen Cordillere. *Geol. Rundschau, 1,* p. 297-302.

P. D. QUENSEL, 1910: On the influence of the ice age on the continental watershed of Patagonia. *Bull. Geol. Inst. of Upsala, 9,* p. 60-92.

P. D. QUENSEL, 1911: Geologischpetrographische studien in der Patagonische Cordillera. *Bull. Geol. Inst. of Upsala, 11,* Nº 1, p. 1-114.

J. M. RAFFO, B. S. COLQUI, M. E. MADEJSKI, 1953: Glaciar Moreno. *Meteoros, 3,* Nº 4, p. 293-341.

F. REICHERT, 1915: Neue Beobachtungen am Bismarckgletscher und am patagonische Inlandeise. *Z. Glkde., 9,* p. 155-56.

F. REICHERT, 1917: Vorlaüfiger gericht über das Ergebnis der Expedition nach dem sogennante "Patagonische Inlandeis" und dem Bismarckgletscher. *Z. Glkde., 10,* p. 225-30.

F. REICHERT, 1922: Uber das patagonische Inlandeis. *Z. Glkde., 12.*

F. REICHERT, 1924: La exploración de la Cordillera Central Patagónica desconocida entre los paralelos 46°30' hasta 47°30'; Cerro San Valentín. *An. GAEA, 1,* Nº 1, p. 3-23.

L. RISO PATRÓN, 1905: *La Cordillera de los Andes entre las Latitudes 46º y 50º S.* Rep. de Chile, Ofic. de límites, Santiago, X + 233 p. + 2 mapas.

W. ROHMEDER, 1950-51: Beitrag zur Kenntnis der diluvialen Vergletscherung des Cerro Fitz Roy in den Südanden. *Die Erde* (Berlin), Nº 2, p. 104-09.

SAINT-LOUP, 1951: *Monts Pacifique*. Arthaud, Grenoble. 276 p.

M. SALMI, 1941: Die postglazialen Eruptionsschichten Patagoniens und Feuerlands. *Annales Academiae Scient. Fennicae, A, 3,* Nº 2, 115 p. + 2 láminas. Reproducido en: *Ergebnisse der Finnischen Expedition nach Patagonien 1937-38,* Tomo I, Helsinki, 1941.

M. SALMI, 1955: Additional information on the findings in the Mylodon Cave at Ultima Esperanza. *Acta Geographica* (Helsinki), *14,* Nº 19, p. 314-33. Reproducido en: *Ergebnise der Finnischen Expedition...* Tomo III, Helsinki, 1955.

SOC. CIENT. ALEMANA (A. KOELLIKER, F. KÜHN, F. REICHERT, A. TOMSEN, L. WITTE, Prólogo de C. HICKEN), 1917: *Patagonia. Resultado de las expediciones realizadas de 1910 a 1916*. Cía. Sudamer. Bill. Bco., Buenos Aires. 2 tomos. XII + 341 p. + mapas.

H. STEFFEN, 1900: Reisen in den Patagonischen Anden. *Verh. Ges. Erdkde.* (Berlin), *27,* p. 194-220.

H. STEFFEN, 1909: *Viajes de exploración y estudio en la Patagonia occidental 1892-1902*. Anales Univ. Chile. Santiago, 2 tomos, 549 p.

H. STEFFEN, 1914: Die sogennante Pata-

gonische Inlandeis. Z. GLKDE., *8*, p. 150-74.

H. STEFFEN, 1919: *Westpatagonien*. Dietrich Reimer, Berlin. 2 tomos, 670 p.

H. STEFFEN, 1947: *Patagonia occidental* (traducción del anterior). Edic. de la Univ. de Chile, Santiago, 2 tomos. 586 p.

C. A. VOLPI, A. L. GRANDI, 1940: El Ventisquero Moreno. *La Ingeniería* (Buenos Aires), *44*, p. 54-63.

H. ZECHNER, 1949: Segunda tentativa de ascensión al Fitz Roy. *An. CAB. 17*, p. 5-14.

4. TERRITORIO ANTARTICO CHILENO

J. G. ANDERSSON, 1906: On the geology of Graham Land. *Bull. Geol. Inst. Upsala, 7*.

H. ARCTOWSKI, 1900: Les glaciers actuels et les vestiges de leur ancienne extension en Terre de Graham et en Terre de Feu. *Rapports scientifiques de l'Expédition Antarctique Belge 1897-99*.

H. BARRERA, 1948: *Observaciones glaciológicas durante la 1ª expedición a la Antártida chilena*. Inst. Geog. Mil. Santiago, 26 p.

E. CORDOVEZ, 1945: *La Antártida sudamericana*. Edit. Nascimento, Santiago, 167 p. + 4 láminas. Cap. II: Algunas observaciones sobre Geología y Glaciología Antárticas.

A. COURT, 1951: Antartic atmospheric circulation. *Compendium of Meteorology*, Boston, Mass, p. 917-41.

G. E. R. DEACON, 1937: The hydrology of the Southern Ocean. *Discovery Reports* (Cambridge), *15*, p. 1-214 + láminas i-xliv.

W. L. S. FLEMING, 1938: Geology and Glaciology of Graham Land. *Geographical Journal, 91*.

V. E. FUCHS, 1951: Exploration in British Antarctica. *Geographical Journal, 117*, Nº 4, p. 399-421.

H. GAVIOLA, 1948: El clima de la Antártida y su probable variación en un futuro cercano. *Rev. Un. Mat. Argent., 13*, Nº 4, p. 152.

H. HELFRITZ, 1948: *Llama la Antártida*. Buenos Aires, "El Buen Libro". 150 p. + mapa + 30 láminas.

H. F. P. HERDMAN, 1948: The Antarctic pack ice. *J. Glac., 1*, Nº 4, p. 156-66 y *Marine Observer, 18*, Nº 142, p. 205-14.

H. F. P. HERDMAN, 1953: The Antarctic pack ice in Winter. *J. Glac., 2*, Nº 13, p. 184-92.

R. Von KLEBELSBERG, 1949: *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Tomo II, p. 555-69.

P. H. KNOWLES, 1945: Glaciology of Southern Palmer Peninsula, Antarctica. *Proc. Am. Phil. Soc., 89*, Nº 1, p. 174-76.

H. H. LAMB, 1948: Topography and weather in the Antarctic. *Geographical Journal, 111*, N.os 1-3, p. 48-66.

H. H. LAMB, 1952: South Polar atmospheric circulation and the nourishment of the Antarctic Ice-cap. *Meteor. Magazine, 81*, Nº 956, p. 33-42.

D. MASON, 1950: The Larsen Shelf Ice. *J. Glac., 1*, Nº 8, p. 409-13.

N. O. G. NORDENSKJOLD, 1909: Einige Beobachtungen über Eisformen und Vergletscherung der antarktischen Gebiete. *Z. Glkde., 3*.

A. L. QUARANTA, 1951: Glaciología y meteorología de la Antártida. *An CAB, 19*, p. 117-22.

A. REECE, 1950: The ice of Crown Prince Gustav Channel, Graham

land, Antarctica. *J. Glac., 1,* Nº 8, p. 404-09.

V. Romanovsky, 1947: Les glaces dans l'Antarctique. *Revue Scient.* (France), *85,* p. 873-76.

F. Ronne, 1948: Ronne Antarctic Research expedition. *Geographical Review, 38,* p. 355-91.

J. Rymill, 1943: *Luces del Sur.* Espasa Calpe, Buenos Aires, 284 p. + 1 mapa.

F. A. Simpson, A. Reed, 1952: *The Antarctic to-day.* Nueva Zelandia. 389 p. + 46 láminas + mapa.

G. Walker, 1947: Arctic conditions and World weather. *Quart. Journal Roy. Meteor. Soc., 73,* N.os 317-18, p. 226-56.

INDICE ALFABETICO DE MATERIAS

— A —

ablación: 2. 4. 3., 5. 3. 2.; (zona de): 5. 3. 5
ablandado (cristal de hielo): 6. 3. 2.
aborregadas (rocas): 8. 1. 3.
abrasión glacial: 8. 1. 4.
absorción de las radiaciones: 4. 1. 1., 4. 1. 3.
acanaladuras: 8. 1. 4.
acarreo glaciario: 8. 2. 1.
Aconcagua (Cerro): 10. 3. 3.
acumulación: 2. 4. 3.; (zona de): 5. 3. 5.
Agassiz (Cerro): 14. 3. 4.
age-hardening: 3. 2. 3.
aguas antárticas: 16. 4. 2.; subantárticas: 11. 1. 1.
Aguja Helada: 10. 5. 4.
agujas de hielo: 2. 1. 4.
AHLMANN (regla de): 5. 4. 4.
AITKEN (contador y núcleos de): 1. 4. 2.
Alai: 9. 1. 8.
Alaska (glaciares de): 9. 1. 5., 9. 2. 2.
albedo de la nieve: 4. 1. 1
Aletsch (Glaciar de): 5. 5. 4., 9. 1. 7.
alimentación (zona de): 5. 3. 5.
alotrópicas (variedades): 1. 1. 1.
Alpes: 9. 1. 7.; Alpes del Sur: 9. 1. 12.
Altai: 9. 1. 8.
Altar (Cerro): 10. 4. 4.
Altiplano Italia: 14. 3. 4.
Alto de X...: *véase* X... (Alto de).
altura de nieve: 2. 3. 1.
aludes de hielo: 9. 3. 1.; de nieve: 6. 4.
Alleröd (época de): 15. 3. 6.
Amalia (Glaciar); 14. 1. 3.; 14. 3. 7.
Anconquija (Sierra de): 12. 1. 2.
ancylus: 15. 3. 6.
Andes Centrales. Clima: 11. 3.; distintas zonas: 11. 2.; exploración: 11. 1.; geología: 15. 1.; glaciación actual: 9. 2. 2, 12; paleoglaciología: 15. 2.
Andina 10. 1. 3.
andinismo en los Andes Centrales: 10. 1.; en el Fitz-Roy: 13. 2., 14. 3. 3.; en el Paine: 14. 3. 8.; en Patagonia: 13. 2.
ANDRADE (ley de): 6. 2. 4.
Andrée (Glaciar): 14. 2. 3.
Ansilta (Cordillera de): 10. 3. 2., 12. 1. 1.
antárticas (aguas): 16. 4. 1.
Antártida: 16.
antideslizantes: 6. 1. 4.
apanalada (nieve): 4. 2. 2.
Aparejo (Cerro): 10. 5. 3.
apisonamiento: 3. 2. 1., 6. 1. 1.
Arco del *Scotia*: 16. 4. 1.
arroyo subglacial: 8. 3. 6.
Artico: 9. 1. 3.
Atlántico Norte (variaciones del clima): 9. 4. 1.
autocatalisis de altitud: 5. 4. 1., 15. 3. 2., 15. 3. 3.
avalancha: 6. 4.
avances de un glaciar: 9. 2., 9. 3., 9. 4., 14. 3. 6.

— B —

Baffin (Isla de): 9. 1. 3.
Baker (Fiordo): 8. 3. 1.
balance de un glaciar: 5. 4. 4.; balance térmico: 1. 3. 1., 4. 1.
Baltoro (Glaciar de): 4. 2. 7., 9. 1. 9.

banquisa: 2. 3. 4., 16. 2. 4., 16. 2. 5.
Barnes Ice Cap: 5. 5. 6., 9. 2. 2.
barrenieves: 6. 1. 2.
barrera: 2. 3. 6., 5. 5. 8.
Barrera de Larsen: 16. 2. 5., 16. 4. 2., 16. 4. 3.; de Ross: 16. 3. 2.
barroso (hielo): 8. 2. 1.
batolito patagónico: 11. 2. 1., 15. 1. 3.
Batterbee (Cordillera): 16. 4. 3.
Beardmore (Glaciar): 16. 3. 2.
bédières: 4. 2. 8.
Bello (Cerro, Glaciar): 10. 5. 3.
BERGERON (mecanismo de): 2. 1. 1.
Bergschrund: 4. 3. 3., 7. 3. 7.
BERTRAND (fórmula de Joseph): 1. 3. 1.
Black Rapid (Glaciar): 9. 3. 2.
Blanco (Río): 8. 1. 4.
bloques (movimiento por): 7. 2. 1.
blue bands: 3. 5. 1.
bolsones de agua en un glaciar: 9. 3. 4.
bosques patagónicos: 13. 2. 2.
Bouvet (Isla): 9. 1. 12.
brash: 2. 3. 4.
Bravard (Cerro, Sierra): 10. 5. 2.
brisa de valle: 11. 1. 4.
Brujo (Cerro, Sierra del): 10. 6. 7., 12. 4.
burbujas de aire en un glaciar: 3. 5.
Burney (Volcán): 14. 5. 2.

— C —

Cachapoal (Glaciar): 12. 2. 5., 12. 2. 6.
caída de un glaciar: 7. 3. 8.
CALCIATI (perforadora): 5. 1. 3.
CALDENIUS (sistemas de morenas de): 15. 3. 3.
calor específico del hielo: 5. 2. 1.
calor latente de evaporación: 1. 3. 1.; de fusión: 1. 2. 1.
campi arati di neve: 4. 2. 1.
campo de hielo: 5. 4. 2.
Canal X. . .: véase X. . . (Canal).
canal proglaciario: 8. 3. 6
capas volcánicas en Fuegopatagonia: 15 3. 7.
captura de un glaciar: 9. 2. 3., 14, 3. 6.
capullos de hielo: 14. 1. 4.
Caracoles: 11. 3. 1, 11. 3. 3.
carámbanos: 2. 2. 2.
Carta Nacional Chilena al 1/500 000: 10. 2. 1.
Carta Preliminar Chilena al 1/250 000: 10. 2. 3, 13. 3.
cartografía de los Andes Centrales: 10. 2; de Patagonia: 13. 3.
Casa de Piedra (Cerro): 10. 5. 4.
Cascada Range: 9. 1. 6, 9. 1. 7.
casquete de hielo: 5. 4. 2.
Castillo (Cerro): 10. 6. 3.
catástrofes glaciales: 9. 3.
Catedral del Aconcagua: 10. 3. 3; del Polleras: 10. 5. 1; de Lo Valdés: 10. 6. 3.
Cáucaso: 9. 1. 7.
caudal de un glaciar: 5. 4. 3., 7. 2. 3., 16. 3. 3.
Celestes (Montes): 9. 1. 8.
ceras de ski: 6. 1. 3., 6. 1. 4.
Cerro X . . .: *Véase* X . . . (Cerro).
circos glaciales: 5. 4. 2., 8. 3. 1., 12. 2. 3., 15. 1. 4.
cirros: 11. 1. 3.
CLAPEYRÓN (fórmula de): 1. 2. 1, 1. 3. 1.
clasificación de las dificultades andinas: 10. 3. 1.
coeficiente de viscosidad: 1. 3. 5.
coeficiente nivométrico: 2. 4. 1.
cohesión de la nieve: 3. 1. 8.
Coironal (Alto del): 10. 4. 6.
coladas de barro: 8. 5. 4.
colgante (glaciar): 7. 3. 8.
Colonia (Río): 9. 3. 4, 14. 2. 2.
compaction: 3. 2. 1.
comprensión: 6. 2. 1.
compresivo (movimiento): 7. 2. 5.
condensación (teoría cinética de la): 1. 3. 4.
conductibilidad calorífica: 5. 2. 1.
congelación: 1. 2. 2.; de los lagos: 2. 3. 1; del mar: 2. 3. 4.; de los ríos: 2. 3. 3.
congelifractación: 8. 1. 1.

congères. 3. 2. 4.
conos cubiertos: 4. 3. 5.
convección turbulenta: 1. 3. 7.
Corcovado (Volcán): 13. 1. 5.
Cordillera Blanca: 9. 1. 11; Ferrosa: 10. 4. 6; Frontal: 11. 2. 1; Morada: 10. 4. 3.
Cordillera de la Costa de Alaska: 9. 1. 5; de Canadá: 9. 1. 6; de Chile: 11. 2. 4.
Cordillera de X...: *Véase* X... (Cordillera de)
Cordón de los Penitentes: 10. 3. 3.
Cordón GAEA: 14. 3. 2. ....
Cordón Mariano Móreno: 14. 3. 3.
Cordón Pío XI: 14. 3. 2.
cornisa: 3. 2. 5.
Corona (Cerro): 10. 6. 3.
Corriente Circumpolar: 16. 2. 5; Peruana o de HUMBOLDT: 11. 1. 1; Subantártica: 11. 1. 1, 16. 2. 5.
corrientes del Pacífico Norte: 9. 1. 5.
corrosión por la nieve: 8. 1. 2.
corry: 8. 3. 1.
Cortaderas (Cerro): 10. 6. 1.
costra de sol: 3. 3. 3.; de viento: 3. 2. 4.
cotas (corrección de las): 10. 2. 6.
Cotapaxi (Volcán): 9. 1. 11.
cracks: 7. 3. 3.
crecida de un glaciar: 9. 3. 2.
creep: 6. 2. 4.
crevasses: 7. 3. 3.
crioconita (hoyos a): 4. 3. 2.
criopedología: 8. 4. 1.
crioturbación: 8. 5. 3.
cristal de hielo: 2. 1. 1., 2. 1. 4.; de nieve: 2. 1. 1, 2. 1. 5.
cristalitos: 1. 1. 1., 3. 4.
Cristo Redentor: 11 3. 1, 11. 3. 3.
cuasiviscosidad: 6. 2. 5.
cúpulas de neive: 2. 1. 5.
cwm: 8. 3. 1.

— CH —

Chaltel o Chalten (Cerro): 13. 2. 5, 14. 3. 3; *Véase* Fitz-Roy (Monte).
chasse-neige: 2. 4. 1.
chevrons: 7. 4. 1.
Chevrons: 7. 4. 1.
Chimborazo (Volcán): 4. 2. 4, 9. 1. 1.
Chimbote (Cerro): 10. 5. 1.

— D —

DARWIN: 10. 1. 1.
Darwin: (Cordillera): 12. 1. 3., 14. 4. 2.
DE AGOSTINI (Padre A.): 13. 2. 3, 13. 13. 2. 4.
Decepción: (Isla): 16. 4. 1.
deformación: 6. 2. 2., 6. 2. 3.; del hielo: 6. 3.; de la nieve: 6. 4. 1., *deicing agents*: 2. 2. 4.
Demawend (Volcán): 4. 2. 4.
dendritas: 1. 2. 4.
densidad de la nieve: 3. 1. 3.
depósitos de pendiente estratificados: 8. 5. 4.
deriva de la banquisa: 16. 2. 5.
desalojamiento por un glaciar: 8. 2. 4.
desescarchantes: 2. 2. 4.
desgarramiento: 6. 2. 1.; en un glaciar: 7. 3; 12. 4. 2.
desglaciación mundial (causas de la): 9. 4. 3.
deslizamiento del glaciar sobre su lecho: 7. 1. 3.
deslizamiento sobre hielo: 6. 1. 5.; sobre nieve: 6. 1. 3.
Dickson (Glaciar): 14. 3. 7.
difracción (espectro de): 1. 1. 2.
difusión molecular: 1. 3. 5.
difusividad térmica: 5. 2. 1.
dilatación: 6. 2. 2.; dilatación térmica del hielo: 1. 1. 2.
dirt cones: 4. 3. 5.
DOMEYKO: 10. 1. 2.
Domuyo (Volcán): 11. 2. 2.
Don Manuel (Puntas de): 10. 6. 6.
Doña Ana (Cerro): 12. 1. 3.
Douglas (Cordillera): 16. 4. 3.
drift: 2. 4. 1.
drumlin: 8. 2. 6.

dunas (de nieve): 3. 2. 4.
DUPRÉ (fórmula de): 1. 3. 1.

— E —

ecuatorial (glaciar): 5. 5. 1.
Eiskeilspalten: 8. 5. 2.
eje óptico: 1. 1. 2.
Elbruz (Volcán): 9. 1. 7.
Elqui (Cordillera de): 12. 1. 1.
Elster (Glaciación del): 15. 3. 5.
Elllsworth (Altiplanicie): 16. 4. 4.
embudos: 4. 2. 8.
emergencia de las aguas: 11. 1. 1.
empedrados: 8. 5. 4.
endurecimiento de la nieve: 3. 2. 3.
entonnoirs: 4. 2. 8.
Erdflecken, Erdinseln: 8. 5. 3.
erosión glacial: 8.
erupciones volcánicas: en medio de un glaciar: 9. 3. 5., 14. 5. 2.; durante el postglacial: 15. 3. 7.
escalones de pasto: 8. 5. 4.
escamosa (nieve): 3. 2. 2.
escarcha: 2. 2.; escarcha profunda: 3. 2. 2.
escarchilla: 2. 2. 1.
escombros (glaciar de): 8. 5. 6.
Escondido (Glaciar): 12. 2. 2.
esker: 8. 2. 8.
Esperanza (Río): 13. 1. 4.
esquí: 6. 1. 3.; *véase también* ski.
estancamiento de un glaciar: 8. 2. 7.
estratificación de los depósitos de pendiente: 8. 5. 4.; de un glaciar: 7. 4. 2., 8. 2. 5., 8. 3. 5.
estratos de hielo en la nieve: 3. 3. 4.
estrellas de nieve: 2. 1. 5.
estructura cristalina del glaciar: 3. 4.; del hielo: 1. 1. 1.; del hielo en el suelo: 8. 4. 4.; de la nieve: 3. 1. 7.
estructuración periglacial: 8. 5. 4.
Eternidad (Cordillera): 16. 4. 3.
evaporación: 1. 3.
exploración de los Andes de Cuyo y de Santiago: 10. 1.; de la Antártida: 16. 1.; de Patagonia meridional y Tierra del Fuego: 13. 2.
extensivo (movimiento): 7. 2. 5.
extrusión flow: 7. 1. 4., 7. 5. 2., 8. 3. 2.

— F —

Falkland (Islas): *véase* Malvinas (Islas).
Farellones: 11. 4. 4.
Fedchenko (Glaciar): 9. 1. 8.
Fiederrillen: 3. 2. 6.
FINDEISEN (núcleos de): 1. 4. 4.
FINSTERWALDER (movimiento por bloques de): 7. 2. 1.; (regla de): 5. 4. 4.
fiordo: 15. 1. 4.
Fiordo X...: *véase* X... (Fiordo).
Firn, Firnschnee: 3. 3. 2.
Firngrenze: 5. 3. 3.
FITZGERALD: 10. 1. 2.
Fitz-Roy (Monte): 13. 2. 5., 14. 3. 3.; (paleoglaciología de la zona del): 15. 3. 4.
Flade Isblink: 2. 3. 8.
floe: 2. 3. 4.
flor de salmuera: 2. 3. 5.; de TYNDALL: 3. 4. 1.
Flores (Nevado, Torre, Puntillas): 10., 6. 5., 11. 2. 2.
fluage: 6. 2. 4.
fluencia: 6. 2. 4.; del hielo: 6. 3.
fluvioglacial (depósito): 8. 2. 8.
foliación: 7. 3. 1.
fondo (ski de): 6. 1. 4.
FORBES' *ogives*: 7. 4. 1.
foso periférico: 4. 3. 3.
fragmentación por el hielo: 8. 1. 1., 8. 3. 4.
franjas de fusión: 7. 4. 3.
frazil: 2. 3. 3.
frente caliente: 11. 1. 3.; frente de un glaciar: 5. 4. 2.
Frías (Glaciar): del Tronador: 13. 1. 3.; del Lago Argentino: 14. 3. 7.
fricción sobre hielo: 6. 1. 5.; de un glaciar sobre su lecho: 7. 2. 1.; 8. 3. 3.

frío (nevero o glaciar): 5. 2. 2., 5. 2. 3.
fritaje (*frittage*): 3. 2. 3.
fuerza de roce de un glaciar: 7. 2. 1., 8. 3. 3.
Furche: 8. 1. 4.
fusión: 1. 2. 1.; de la nieve: 3. 3. 1.

– G –

gelivación: 8. 1. 1.
Gemelos (Cerros): 10. 4. 1.
geología de los Andes: 15. 1.
George VI (Canal): 16. 4. 3.
Georgía del Sur: 9. 1. 12., 9. 2. 2., 16. 4. 1.
geotérmico (gradiente): 8. 4. 2.
gérmenes de solidificación: 1. 2. 3.
givre: 2. 2. 2.
glaciar. Definición: 5. 3.; distintas formas: 5. 4. 2., 12. 2. 7.; distintos tipos: 5. 5.; estructura cristalina: 3. 4.; repartición actual: 9. 1.; variaciones: 9. 2.
glaciar colgante: 7. 3. 8.; compuesto: 5. 4. 2.; cubierto: 8. 2. 2.; de circo: 7. 1. 3.; de escombros o de rocas: 8. 5. 6.; inserto: 7. 1. 6.; pedemontano: 5. 4. 2.; reconstituído o regenerado: 7. 3. 8.; subterráneo: 8. 2. 3; yuxtapuesto: 7. 1. 6.
Glaciar X... *véase* X... (Glaciar).
glaciares de los Andes Centrales: 12.; de Patagonia: 13., 14; de la Antártida: 16. 3. 2.
glacière: 5. 4. 1.
glaze: 2. 2. 2.
Gornér (Glaciar del): 4. 2. 8.
gota de agua: 1. 3. 2., 1. 3. 6.
gotiglacial (período): 15. 3. 6.
gradas para la nieve: 6. 1. 1.
Graham (Tierra de): 16. 4.
granizo: 2. 2. 5.
Greenwich (Isla): 16. 4. 1.
grésil: 2. 2. 5.
Greve (Glaciar): 14. 3. 1.
Grey (Glaciar): 14. 1. 3., 14. 1. 4., 14, 3. 7.
grietas: 7. 3., 12. 4. 2.; grietas de secamiento hinchadas: 8. 5. 3.
Grimsvötn (Volcán): 7. 4. 3., 9. 3. 5.
Groenlandia: *véase* Inlandsis.
Guata (Glaciar): 7. 1. 6.
Günz (glaciación del): 15. 3. 5.
GÜSSFELDT: 10. 1. 2.

– H –

harina glacial: 8. 1. 4.
HAUTHAL: 10. 1. 2.
heladizo (suelo): 8. 4. 3.
HELBLING: 10. 1. 2.
helero: 5. 3. 3.
hielo: 1. 1. 1., 3. 1. 4.; blanco: 3. 5. 1.; de glaciar: 3. 4.; de lago: 1. 2. 4., 3. 2. 1.; de mar: 2. 3. 5.; 16. 2. 4.; en el suelo: 8. 4.; fósil: 8. 2. 7.; muerto. 8. 2. 3., 8. 2. 7.; negro: 3. 5. 1.
Hielo Continental: 5. 5. 7. *véase también*: Inlandsis.
Hielo Continental antártico: 16. 3.; Hielo Continental patagónico: *véase* Hielo Patagónico.
Hielo Patagónico: 14.; (travesía del): 13. 2. 5., 14. 3. 2.
higrómetros: 1. 3. 3.
Himalaya: 5. 5. 2., 9. 1. 10.
hipsométrica (curva): 5. 4. 2.
hoar: 2. 2. 2.; *depth hoar*: 3. 2. 2.
Hoff (Punta): 10. 5. 3.
hojas azules: 3. 5. 1., 7. 3. 1.
HOOKE (ley de): 6. 2. 2.
honeycombed snow: 4. 2. 2.
hongos de nieve: 3. 2. 6.
hoyos de fusión, hoyos meridianos: 4. 3. 1.
Huata (Glaciar): 7. 1. 6.
Huayhuach (Cordillera de): 9. 1. 11.
humedad atmosférica: 1. 3. 3.
hummock: 2. 3. 5.

– I –

iceberg: 2. 3. 7.
ice-wedges: 8. 5. 2.

Illinois (glaciación del): 15. 3. 5.
Indukuch: 4. 2. 4., 9. 1. 9.
Infiernillo (observatorio del): 11. 3. 1.
infrarroja (emisión y absorción): 4. 1. 1.
Inlandsis: 9. 1. 2., 9. 2. 2.; balance: 5. 5. 7.; movimiento: 7. 5; temperatura: 5 2. 2.
inserción de un glaciar: 7. 1. 6.
intensidad de una nevada: 2. 4. 1.
intermitentes (nieves): 5. 3. 4.
intrusión de granodiorita: 11. 2. 1., 15. 1. 3.
invernadero (efecto de): 4. 1. 3.
invierno boliviano: 12. 1. 1.
involuciones, inyecciones en arcillas: 8. 5. 3.
islas de hielo: 2. 3. 8.
Islandia (glaciares de): 9. 1. 4., 9. 2. 2., 9. 3. 5.
islotes de arcilla: 8. 5. 3.
isostasia: 15. 3. 6.
Italia (Punta): 10. 6. 1.

— J —

jökullhlaup: 9. 3. 5., 14. 5. 2.
Jorge Montt (Glaciar): 14. 1. 3., 14. 3. 1.
Juncal (Nevado): 10. 4. 1.
Juncal Sur (Glaciar): 9. 3. 2., 9. 3. 3., 12. 2. 2.
Juneau Icefield: 5. 5. 5., 16, 1. 3.

— K —

Kame: 8. 2. 8.
Kammeis: 8. 4. 4.
Kansas (glaciación del): 15. 3. 5.
Kar: 8. 3. 1.
Karakorum: 9. 1. 9.
Karren: 8. 1. 2.
KELVIN (fórmula de Lord): 1. 3. 2.
Kenia: 9. 1. 11.
Kerguelen (Isla): 9. 1. 12., 16. 4. 1.
Kilimandjaro: 4. 2. 4., 9. 1. 11.
KLATT y FICKENSCHER: 10. 1. 3., 10. 2. 1.
KRAHL: 10. 1. 3.
KRUCKEL: 10. 1. 3.
KUNSTMANN: 10. 1. 3.
Kutiáh (Glaciar): 9. 3. 2.

— L —

La Cumbre (Paso de): 11. 3. 1.
lagos pedemontanos: 15. 1. 4.
lagunas heladas en la Antártida, en la Alta Cordillera: 16. 3. 3.
Laguna Diamante: 11. 3. 1.
Lagunillas: 11. 4. 4.
láminas plásticas: 6. 2. 3.
langlauf: 6. 1. 4.
LANGMUIR (mecanismo de): 2. 1. 2.
Lanín (Volcán): 13. 1. 2.
La Parva: 11. 4. 4.
lapiés: 8. 1. 2.
La Rinconada (Glaciar de): 12. 2. 2.
Lawine: 6. 4.
León Negro (Cerro): 10. 4. 1.
levantamiento aéreo Trimetrogón: 13. 3.
límite de las nieves persistentes, del nevero: 5. 3.; al sur de 35° lat. S.: 11. 2. 5.
límite elástico: 6. 2. 3.; de ruptura: 6. 2. 7., 6. 4. 2.
línea de equilibrio de los glaciares andinos: 11. 2.
líneas de LUDERS: 6. 2. 3.
litorina: 15. 3. 6.
Littoria (Cerro): 10. 4. 4.
Loma Larga (Cerro): 10. 6. 1.
Los Arrieros (Alto de): 10. 6. 7., 12. 4.
Los Leones (Alto de): 10. 4. 1.
Lo Valdés: 6. 4. 6., 11. 4. 4.
lucha contra los aludes: 6. 4. 7.

— LL —

Llullaillaco (Volcán): 12. 1. 2.
lluvia: 2. 1.

— M —

Maar: 14. 5. 1.
MAAS: 10. 1. 3.

Macá (Volcán o Cerro): 13. 1. 5.
Mac Kinley (Monte): 9. 1. 5.
maclas: 1. 1. 3.
Mac Murdo Sound: 16. 3. 2.
Malaspina (Glaciar): 4. 2. 8., 4. 3. 4., 9. 1. 5.
Malvinas (Islas): 9. 1. 12.
Mamá (Alto de la): 10. 6. 6.
manchas de tierra: 8. 5. 3.
Mano del Diablo (Cerro): 14. 5. 4.
Mar de Weddell: 16. 2. 6.
marble crust: 3. 3. 4.
Marinelli (Glaciar): 14. 1. 3., 14. 4. 2.
MARMILLOD: 10. 1. 3.
marmita: 8. 3. 6.
Marmolejo (Cerro): 10. 6. 2., 11. 2. 3.
Mayo (Cerro, Fiordo): 14. 3. 5.
MEIER (Eberhardt): 10. 1. 3.
Mellizos (Cerros): 14. 3. 1.
Mercedario (Cerro): 10. 3. 2., 12. 1. 3., 12. 2. 5.
merzlota: 8. 4. 2.
mesa glacial: 4. 3. 4.
Mesón Alto: 10. 6. 1.
Mesón San Juan: 10. 5. 2.
Mérida (Cordillera de): 9. 1. 11.
mesoplasticidad del hielo: 6. 3. 4.
Messier (Canal): 8. 3. 1.
Mérida (Canal de): 9. 1. 11.
meteorización: 8. 1. 2.
MEYER (Eduardo): 10. 1. 3.
microestructura del hielo: 1. 1. 3.
micropenitentes de hielo: 4. 2. 7.; de nieve: 4. 2. 3.
Michinmávida (Volcán): 13. 1. 5.
mima: 8. 5. 2.
Mindel (Glaciación del): 15. 3. 5.
Mittagslöcher: 4. 3. 1.
MOHR (diagrama de): 6. 2. 1.
molino glacial: 2. 3. 6., 4. 2. 8.
molisol: 8. 4. 2.
Monos de Agua: 10. 4. 1.
Monte X...: *véase* X... (Monte).
Morado (Cerro): 10. 6. 1.
morainas: *véase* morenas
morasses: 2. 3. 6., 14. 1. 2.
morenas: 8.; de empuje: 8. 2. 6.; de fondo: 8. 2. 4., 8. 2. 5.; estadiales: 8. 2. 6.; laterales y mediales: 7. 1. 6., 8. 2. 2.
Morenas de Brandeburgo, de Poznan, de Pomerania, de Suecia, daniglaciales, gotiglaciales, etc.: 15. 3. 6.
Moreno (Glaciar): 9. 3. 4., 14. 1. 3., 14. 1. 4., 14. 3. 6.
morfología glacial y periglacial: 8., 9. 4. 4.
morrenas: *véase* morenas.
moutonnées (roches): 8. 1. 3.
movimiento del glaciar: 7.
mudflow: 8. 5. 4.
muestras de nieve: 3. 1. 1.
Murallón (Cerro): 14. 3. 4.
Museo (Glaciar del Río): 9. 3. 2.

– N –

Nebraska (glaciación del): 15. 3. 5.
Negro (Cerro): del Olivares: 10. 4. 3., 12. 3. 3.; del Tupungato: 10. 5. 2.
Neu Schwabenland: 16. 3. 2.
nevada: 2. 1., 2. 4. 1.
nevado: 3. 3. 2., 5. 3. 3
Nevado Juncal, ascensiones: 10. 4. 1.
Nevado Plomo (Glaciar Sureste del): 9. 3. 2.
nevazón: 2. 4. 1.
névé: 3. 3. 2.
nevero: 3. 3. 2., 5. 3. 3.
neviza: 3. 1. 1., 3. 3. 2.
niebla: 13. 2. 2.
nieve: 2. 1.
Nieves Negras (Glaciar): 9. 3. 2., 12. 2. 2., 12. 2. 5.
nivel de los mares (variaciones del): 9. 4. 4., 15. 3. 6., 16. 3. 4.
nivometría: 2. 4.
nivógrafos, nivómetros: 2. 4. 2.
noruego (glaciares de tipo): 14. 4. 2.
nubes: 1. 4.
núcleos de condensación: 1. 4. 2.; de sublimación: 1. 4. 4.
Nudo del Nevado Juncal: 12. 3.; glaciación: 12. 2. 2., 12. 3.

Nueva Zelandia (glaciares de): 9. 1. 12.
NYE (teoría de): 7. 2., 7. 3.

— O —

Oberland Bernés: 12. 2. 2.
octaedral (tensión): 6. 2. 2.
O'Higgins (Glaciar): 14. 1. 4., 14. 3. 1.; (Tierra): 16. 4.
ojivas: 7. 3. 2., 7. 4.
Ojos del Salado (Nevado): 10. 1. 4.; 12. 1. 2.
olas transversales en un glaciar: 9. 2. 3.; olas radiales: 14. 1. 4.
Olivares (Glaciares): 12. 2. 1., 12. 3.
onda de frío en un glaciar: 5. 2.
Orcadas del Sur: 9. 1. 12., 16. 4. 1.
orientación cristalina del hielo: 1. 2. 4.
orientación de los glaciares andinos: 12. 1. 5.
os, oesar: 8. 2. 8.
ostioles (tundra): 8. 5. 3.

— P —

Pabellón (Cerro): 10. 5. 2., 11. 2. 3.
pack: 2. 3. 4.
Padrones (Pico): 10. 6. 5., 11. 2. 2., 11. 2. 4.
pailletée (neige): 3. 2. 2.
Paine (Macizo del): 14. 3. 8.
paleoclimatología: 9. 4. 4.; de Patagonia: 15. 3. 6., 15. 3. 7.
paleoglaciología: 9. 4. 4.; de los Andes: 15.
Paloma (Cerro de la): 10. 4. 4.
Palomo (Cerro o Volcán): 10. 6. 7., 12. 4.
palses: 8. 5. 2.
Pamir: 4. 2. 4., 5. 5. 3., 9. 1. 8.
pancake ice: 2. 3 4.
panorámicas (fotos): 10. 2. 4.
panqueque (hielo): 2. 3. 4.
pantanos de nieve: 2. 3. 6., 14. 1. 2.
Parva del Inca (Cerro): 10. 3. 4.
Paso de los Cuatro Glaciares: 14. 3. 2.
Patagonia (glaciares de): 9. 2. 2., 13., 14.; (paleoglaciología de): 15. 3.
patines para hielo: 6. 1. 5.
pedemontano (glaciar): 5. 4. 2.
penetración de las radiaciones en la nieve: 4. 1. 3.
penitentes: 4. 2., 10. 1. 1.
percolación: 3. 3. 1.
perennes (nieves): 5. 3. 3.
perfil de un glaciar: 7. 2. 2.
perforaciones: 5. 1.; en el Inlandsis: 3. 1. 3.
pergelisol: 8. 4. 2.
periglacial: 8. 4. 1.
permafrost: 8. 4. 2.
permeabilidad de la nieve: 3. 1. 4.
persistentes (nieves): 5. 3. 3.
perturbación ciclónica: 11. 1. 3.
PFENNIGER: 10. 1. 3.
picachos de nieve: 4. 2. 3.
Picarte (Cerro): 10. 4. 2.
Pico Alto: 13. 1. 4.
Picos del Barroso: 10. 6. 4., 11. 2. 2.
Picos Negros: 10. 5. 4., 11. 2. 3.
PIDERIT: 10. 1. 3., 12. 3. 2.
piedra pómez (morenas de): 15. 2. 1., 15. 2. 2.
pingo: 8. 5. 2.
Pío XI (Glaciar): 9. 3. 2., 14. 1. 3., 14. 1. 4., 14. 3. 2.
pipkrake: 8. 4. 4.
pirámides de hielo: 4. 2. 7.
Pirámide (Cerro): (valle del Yeso): 10. 5. 2.; (Patagonia): 14. 3. 2., 14. 5. 2.
piroelectricidad del hielo: 1. 1. 3.
Piuquenes (Nevado de los): 10. 5. 2.
planche à vent: 3. 2. 5.
plaquitas de hielo: 2. 1. 4.
plasticidad: 6. 2. 5.; del hielo: 6. 3.; de la nieve: 6. 4. 1.
Plomo (Cerro): 10. 4. 4., 12. 2. 4.; (Nevado del): 10. 4. 6., 12. 2. 4.; (Río): 9. 3. 2., 9. 3. 4., 10. 1. 2.
Plugfurchen: 7. 3. 1.
plumada (nieve): 3. 2. 6.
pocket-penitentes: 4. 2. 5.
POISSON (coeficiente de): 6. 2. 2.
polaca (Expedición): 10. 1. 3.

polar (glaciar): 5. 5. 7., 16. 3. 2.
polarizada (examen en luz): 3. 4. 2.
polen: 3. 1. 2.
poligonales (suelos): 8. 5. 5.
polígonos de tundra: 8. 5. 2.
polvo (nieve): 3. 2. 1., 6. 4. 4.
Polleras (Cerro): 10. 5. 1.
Popocatepetl (Volcán): 9. 1. 6., 9. 2. 2.
porosidad: 3. 1. 3., 3. 5. 1.
Portillo (Cerro): 10. 6. 7.; (Hotel): 11. 3. 1., 11. 3. 3., 11. 4. 4.
postglacial: 15. 3. 6.
Potrero Escondido (Alto del): 10. 4. 2.
pradoliny: 8. 3. 6.
precipitación: 2. 4. 1., 5. 3. 1.; (aumento con la altitud de la): 11. 1. 2., 11. 3. 3.; en la zona central: 11. 3.; en Patagonia: 13. 2. 2.; en la Antártida: 16. 2. 3.
Precordillera Chilena: 11. 2. 1.
presión hidrostática: 6. 2. 1.
primavera (nieve de): 3. 3. 3.; (aludes de): 6. 4. 5.
protección contra los aludes: 6. 4. 8.
psicrómetro: 1. 3. 3.
Pudahuel (morenas y glaciación de): 15. 2. 1., 15. 2. 2.
puelche: 11. 1. 4.
Puelo (nacimiento del río): 13. 1. 4.
Puente Alto (morenas de): 15. 2. 3.
pulimento por los hielos: 8. 1. 3.
Punta X... *véase* X... (Punta).
Puntiagudo (Volcán): 10. 6. 3.
punto de rocío: 1 3. 3.
Punzones (Sierra de los): 12. 4. 1.

— Q —

quarrying: 8. 2. 4.

— R —

Rabicano (Morro, Cerro): 10. 5. 1.
radio hidráulico: 7. 2. 1.
Rainier (Mount): 9. 1. 6.
RAMAN (efecto): 1. 1. 4.
Randkluft: 4. 3. 3.
recongelación del hielo: 6. 3. 4.
reconstituído (glaciar): 7. 3. 8., 7. 4. 2.
recristalización: 3. 4. 5., 3. 4. 6., 3. 4. 7.
reflexión (sondeos sísmicos por): 5. 1. 4.
refracción (sondeos sísmicos por): 5. 1. 4.
regenerado (glaciar): 7. 3. 8., 7. 4. 2.
régimen de un glaciar: 5. 4. 4.; (curvas de): 5. 4. 3.
régimen nivométrico: 2. 4. 5.
Región de los Lagos: 13. 1., 15. 1. 4.
REGNAULT (fórmula de): 1. 3. 1.
REICHERT: 10. 1. 2., 13. 2. 3., 14. 3. 6.
Reichert (Cerro): 10. 4. 6.
Reina Maud (Tierra de la): 9. 2. 2., 16. 2. 3., 16. 3. 1.
relajación de las tensiones: 6. 2. 4.
represa glacial: 9. 3. 4.
reptación de la nieve: 6. 4. 1.
resistencia del hielo: 2. 3. 2.; de la nieve: 3. 1. 8.
retroceso de un glaciar: 8. 2. 7., 9. 2., 9. 4.
rimaya: 4. 3. 3., 7. 3. 7.
rime: 2. 2. 2.
Río X... *véase* X... (Río).
Río Blanco (Alto del): 10. 4. 1.
Río Plomo (Glaciar del): 12. 3. 5.
RISO PATRÓN: 10. 1. 2.
Risopatrón (Cerro): 10. 4. 6., 14. 3. 3.
Riss (glaciación del): 15. 3. 5.
rocío: 1. 4. 2.
rock glacier: 8. 5. 6.
Rocosas (Montañas): 9. 1. 6.
rodados de nieve: 6. 4. 3.
rodados tehuelches: 15. 3. 1.
rodillos para nieve: 6. 1. 1.
rolls (de un shelf): 5. 5. 8.
rotación, *rotational slip* de un glaciar: 7. 1. 4.
rubbing: 3. 4, 1.
rustes: 8. 5. 2.

— S —

Saale (glaciación del): 15. 3. 5.
Sägerrillen: 3. 2. 6.

Saian (Montes): 9. 1. 8.
Sajama (Volcán): 9. 1. 11., 10. 1. 4., 12. 1. 2.
San Andrés (Río): 12. 4. 1.
Sandkegel: 4. 3. 5.
Sandr: 8. 2. 8.
Sandwich (Islas): 9. 1. 12.
San Elías (Monte): 9. 1. 5.
San Francisco (Cerro): 10. 6. 1.
San José (Volcán): 10. 6. 2.; (Río): 12. 4. 1.
San Rafael (Glaciar): 14. 1. 3., 14. 2. 2.
San Tadeo (Glaciar): 14. 1. 3., 14. 2. 2., 14. 2. 3.
San Valentín (Monte): 14. 2. 1.
Sarmiento (Cordillera): 14. 3. 7.; (Monte): 14. 4. 2.
sastruggi: 3. 2. 4.
saturación: 1. 3. 1.
Schlundwannen: 4. 2. 8.
Schmelzkegel: 4. 3. 1.
Schmelzlöcher: 4. 3. 1.
Schmelzrände: 7. 4. 3.
Schmelzwasserfurchen: 4. 2. 1.
Schneebrett: 3. 2. 5.
Schramen: 8. 1. 4.
Schwimmschnee: 3. 2. 2.
scum: 2. 3. 4.
Selkirk Range: 9. 1. 6.
serac: 7. 3. 8.
seudoviscosidad: 6. 2. 5.
Seward (Glaciar): 9. 1. 5.
Shasta (Mount): 9. 1. 6.
shear: 6. 2. 1.
shelf: 2. 3. 6., 5. 5. 8.
Shetland del Sur (Islas): 9. 1. 12., 16. 4. 1.
Sierra Bella: 10. 5. 1.; Blanca: 10. 4. 2.; Esmeralda: 10. 4. 5.; Madre: 9. 1. 6.; Nevada de California: 9. 1. 6.; Nevada de Santa Marta: 9. 1. 11.
sincronismo de las glaciaciones: 15. 3. 4., 15. 3. 5.
sintering: 3. 2. 3.
skavler: 3. 2. 4., 13. 1. 2.
ski: 6. 1. 3.; en Chile: 11. 4.
sleet: 2. 2. 5.
sludge, slush: 2. 3. 4.
Smith (Isla): 16. 4. 1.
smoothing: 8. 1. 3.
snout: 5. 4. 2.
sobrefusión: 1. 2. 2.
sobreprofundización glacial: 8. 3. 1., 15. 1. 4.
sobresaturación: 1. 4. 1., 2. 1. 6.
solar (energía): 4. 1. 1.
solidificación: 1. 2.
solifluxión: 8. 5. 4.
sondas para nieve: 2. 4. 3.; sonda de percusión: 3. 1. 8.
sondeo sísmico: 5. 1.
Sosneado (Cerro): 11. 2. 2.
Spalten: 7. 3. 3.
Sparren: 7. 4. 1.
Spitzberg: 9. 1. 3., 9. 1. 4.
stagnant glacier: 8. 2. 7.
STEFFEN: 13. 2. 3.
Steffen (Glaciar): 14. 1. 3., 14. 2. 2.
strain: 6. 2. 2.
stress: 6. 2. 1.
subantárticas (aguas): 11. 1. 1.
sublimación: 1. 3.
subpolar (glaciar): 5. 5. 5., 5. 5. 6.
subtropical (glaciar): 5. 5. 3., 15. 2. 3.
suelos estriados: 4. 2. 1., 8. 5. 5.; estructurales, poligonales, en banda: 8. 5. 5.
Suiza (glaciares de): 9. 1. 7., 9. 2. 2.
sunspikes: 4. 2. 3.
surcos de fusión: 4. 2. 1.
surcreusement: 8. 3. 1.

— T —

tablón de nieve: 3. 2. 5., 6. 4. 4.
Tasman (Glaciar): 4. 2. 8., 9. 1. 12.
tassement: 3. 2. 1.
témpanos: 2. 3. 7.; témpanos tabulares: 2. 3. 8.
temperado (nevero): 5. 2. 4.; (glaciar): 5. 2. 5., 5. 5. 4.
temperatura de la nieve o del hielo (medición): 3. 1. 6.; (teoría y resultados): 5. 2.

Templet (método): 13. 3. 2.
tensiones: 6. 2. 1.
tensión saturante: 1. 3. 1.
tensión superficial: 1. 3. 2.
teoría cinética de la evaporación: 1. 3. 4.
Termitenhügel: 4. 3. 5.
termodifusión: 1. 3. 3.
terraza fluvioglacial: 8. 2. 8.; poligenética: 15. 2. 3.
Terrazas (Glaciar): 12. 2. 5.
testigos (muestras): 3. 1. 3.
Tienchan: 9. 1. 8.
Tierra X... o de X... *véase* X... (Tierra).
tjäle: 8. 4. 2.
tôle d'hiver: 3. 3. 4.
toponimia (reglas para establecer la): 10. 2. 7.
Torre (Glaciar): 4. 3. 5.
Torrecillas (Cerro): 13. 1. 4.
Tórtolas (Cerro): 12. 1. 3.
Totora (Cordillera de la): 10. 3. 2., 12. 1. 1.
tracción: 6. 2. 1.
transgresiones oceánicas: 15. 3. 6.
travesía de los Andes por el Ejército Libertador: 10. 1. 1.
TRESCA (criterio de): 6. 2. 3.
Trimetrogón (levantamiento aéreo): 13. 3.
Tronco (Cerro): 10. 4. 6.
Tronador: 13. 1. 3.
Trono (Nevado): 10. 5. 2.
tropical (Glaciar): 5. 5. 2.
tufa, tufur: 8. 5. 1.
Tunuyán (Glaciar): 12. 2. 5., 12. 2. 6.
Tupungatito (Volcán): 10. 5. 2.
Tupungato (Volcán): 10 5. 2.
turberas (estudio de las): 15. 3. 6., 15. 3. 7.
turismo en los Andes: 11. 4. 3., 12. 4. 3., 14. 3. 8.
turkestánico (glaciar de tipo): 5 5. 3.
TYNDALL (Flor de): 14. 1. 3, 14. 3. 7.

– U –

umbral de plasticidad: 6. 2. 3.; umbral glacial: 8. 3. 1.
Universidad (Glaciar): 12. 4. 2.
Upsala (Glaciar): 4. 3. 5., 14. 1. 3., 14. 3. 4.
upwelling: 11. 1. 1., 11. 2. 4.
Urstromtäler: 8. 3. 6.

– V –

Valle Central de Chile: 15. 1. 2.
variaciones del frente de los glaciares: 9. 2., 9. 4.
velocidad del glaciar: 7.
Ventisquero X...: *véase* X... (Glaciar).
ventisquero: 5. 3. 3.; *véase* glaciar.
verglas: 2. 2. 2.
verrou: 8. 3. 1.
Victoria (Tierra): 16. 3. 2.
Viedma (Glaciar): 4. 3. 5., 14. 1. 3., 14. 1. 4., 14. 3. 2; (Volcán): 7. 4. 3., 14. 5. 3.
viento blanco: 2. 4. 1., 16. 3. 3.
vientos de Patagonia: 13. 2. 1.; de la Antártida: 16. 2. 2.
viento en la evaporación (efecto del): 1. 3. 7.
VINES (Stuart): 10. 1. 2.
virgas: 2. 1. 1.
viscosidad: 6. 2. 5.
Vístula (glaciación de la): 15. 3. 5.
Volcán X...: *véase* X... (Volcán).
volcanes en los Hielos Patagónicos: 14. 5.

– W –

Wagengeleise: 7. 3. 1.
Warthe (glaciación de la): 15. 3. 5.
wave ogives: 7. 4. 1.
weathering: 8. 1. 2.
Weichsel (glaciación del): 15. 3. 5.
WEDDELL, Mar de Weddell: 16. 2. 6.
well: 4. 2. 8.
West Wind Drift: 16. 2. 5.

Williwaws: 13. 2. 3.
Wilson (cámara de): 1. 4. 2.
Wisconsin (glaciación del): 15. 3. 5.
Wrangel (Montes): 9. 1. 5.
Würm (glaciación del): 15. 3. 5.

– Y –

Yeguas Muertas (Cerro): 10. 5. 3.
Yeso (cumbres del alto): 10. 5. 3., 11, 2. 3.; (morenas del): 15. 2. 4.
yieldpoint: 6. 2. 3.
Yoldia: 15. 3. 6.
Young (módulo de): 6. 2. 2.
yuxtapuestos (glaciares): 7. 1. 6.

– Z –

Zurbriggen: 10. 1. 2.

INDICE

Página

Introducción 5
Advertencias 9

Primera Parte

GLACIOLOGIA GENERAL

Símbolos utilizados 11

Cap. I: LOS CAMBIOS DE ESTADO DEL AGUA

1. 1. Estructura cristalina del hielo 15
1. 2. Fusión y solidificación 17
1. 3. Evaporación y sublimación 19
1. 4. Condensación del vapor de agua 27

Cap. II: APARICION DEL HIELO EN LA NATURALEZA

2. 1. Nevada y lluvia 31
2. 2. Escarcha y granizo 34
2. 3. Hielo de agua dulce y hielo de mar 36
2. 4. Nivometría 43

Cap. III: DE LA NIEVE AL HIELO

3. 1. Estudio de la nieve depositada 49
3. 2. Transformaciones de la nieve por debajo 0°C. 54
3. 3. Transformaciones de la nieve con fusión parcial 59
3. 4. Estructura cristalina del glaciar 62
3. 5. Las burbujas de aire en el hielo de glaciar 66

Cap. IV: BALANCES TERMICOS Y FORMAS DE ABLACION

4. 1. Balance térmico en la superficie de un campo de nieve 69
4. 2. Penitentes y otras formas de ablación sin cubierta detrítica . . . 76
4. 3. Formas de ablación, con cubierta detrítica 97

Cap. V: FORMACION DEL GLACIAR

5. 1. Perforaciones y sondeos sísmicos 107
5. 2. Temperaturas en el seno de un nevero o de un glaciar 109
5. 3. Límite de las nieves persistentes 113

Página

5. 4. Balance de un glaciar 117
5. 5. Distintos tipos de glaciares 121

Cap. VI: MECANICA DE LA NIEVE Y DEL HIELO

6. 1. Ingeniería de la nieve. Ski. Patinaje 125
6. 2. Nociones de mecánica de los cuerpos plásticos 129
6. 3. Deformación del hielo 138
6. 4. Aludes y su prevención 141

Cap. VII: MOVIMIENTO DE LOS GLACIARES

7. 1. Movimiento del glaciar de valle: observaciones 147
7. 2. Movimiento del glaciar de valle: teoría 151
7. 3. Grietas y superficies de desgarramiento 158
7. 4. Cheurrones y franjas de fusión 162
7. 5. Movimiento de un inlandsis 168

Cap. VIII: NOCIONES DE MORFOLOGIA GLACIAL Y PERIGLACIAL

8. 1. Acción del hielo sobre las rocas 171
8. 2. Formación de las morenas 172
8. 3. Erosión glacial 194
8. 4. Hielo en el suelo 199
8. 5. Formas periglaciales 203

Cap. IX: LOS GLACIARES ACTUALES Y SUS VARIACIONES

9. 1. Geografía de los glaciares actuales 219
9. 2. Variaciones actuales de los glaciares 228
9. 3. Catástrofes glaciales 230
9. 4. Causas de la desglaciación actual 234
Glaciología general: Orientación bibliográfica 239

Segunda Parte

EXPLORACION Y GLACIOLOGIA DE LOS ANDES CHILENOS

Cap. X: LOS ANDES DE CUYO Y DE SANTIAGO: EXPLORACION

10. 1. Breve historia de la exploración 245
10. 2. Cartografía 248
10. 3. Reseña de las principales cumbres en los Andes de Santiago y de Cuyo al Norte del Transandino 256
10. 4. Reseña de las principales cumbres en la zona del Nevado Juncal 258
10. 5. Reseña de las principales cumbres entre el Portezuelo del Morado y el Paso de los Piuquenes 269

Página

10. 6. Reseña de las principales cumbres de los Andes de Santiago al sur del Paso de los Piuquenes 274

Cap. XI: EL CLIMA DE LA CORDILLERA CHILENO-ARGENTINA CENTRAL

11. 1. Vientos y corrientes marinas 283
11. 2. Distintas zonas climáticas de los Andes chileno-argentinos . . . 285
11. 3. El clima de los Andes de Santiago 291
11. 4. Caracteres de la cubierta de nieve. Canchas de ski chilenas . . . 301

Cap. XII: LOS GLACIARES DE LA CORDILLERA CHILENO-ARGENTINA CENTRAL

12. 1. Ubicación de los glaciares al norte de 35° lat. S. 305
12. 2. Caracteres de los glaciares santiaguinos y cuyanos 311
12. 3. Retrocesos y avances de glaciares en el Nudo del Nevado Juncal . 320
12. 4. El Macizo del Palomo 335

Cap. XIII: LOS ANDES PATAGONICOS: CLIMA Y EXPLORACION

13. 1. Patagonia septentrional 341
13. 2. La exploración de Patagonia meridional y Tierra del Fuego . . 347
13. 3. El levantamiento aéreo trimetrogon 353

Cap. XIV: LOS HIELOS PATAGONICOS

14. 1. Rasgos generales 359
14. 2. El hielo patagónico norte 368
14. 3. El hielo patagónico sur 383
14. 4. Glaciares de las islas magallánicas 402
14. 5. Actividad volcánica en Patagonia meridional 407

Cap. XV: NOCIONES SOBRE LA GEOLOGIA GLACIARIA DE LOS ANDES

15. 1. Breve bosquejo geológico 415
15. 2. Geología glaciaria de los Andes de Santiago 419
15. 3. Geología glaciaria de Patagonia 421

Cap. XVI: LA ANTARTIDA

16. 1. La exploración de la Antártida 431
16. 2. El clima y los hielos marinos 434
16. 3. Glaciología de la Antártida 436
16. 4. Glaciología regional del territorio antártico chileno 439
Exploración y glaciología de los Andes chileno-argentinos 443
Indice alfabético de materias 457

MITAD

NORTE

ANDES DE CHILE CENTRAL

Luis Lliboutry
Nieves y Glaciares de Chile

Carta preliminar al 1/250.000 del Instituto Geográfico Militar de Chile, ampliada y corregida según se explica en el texto.

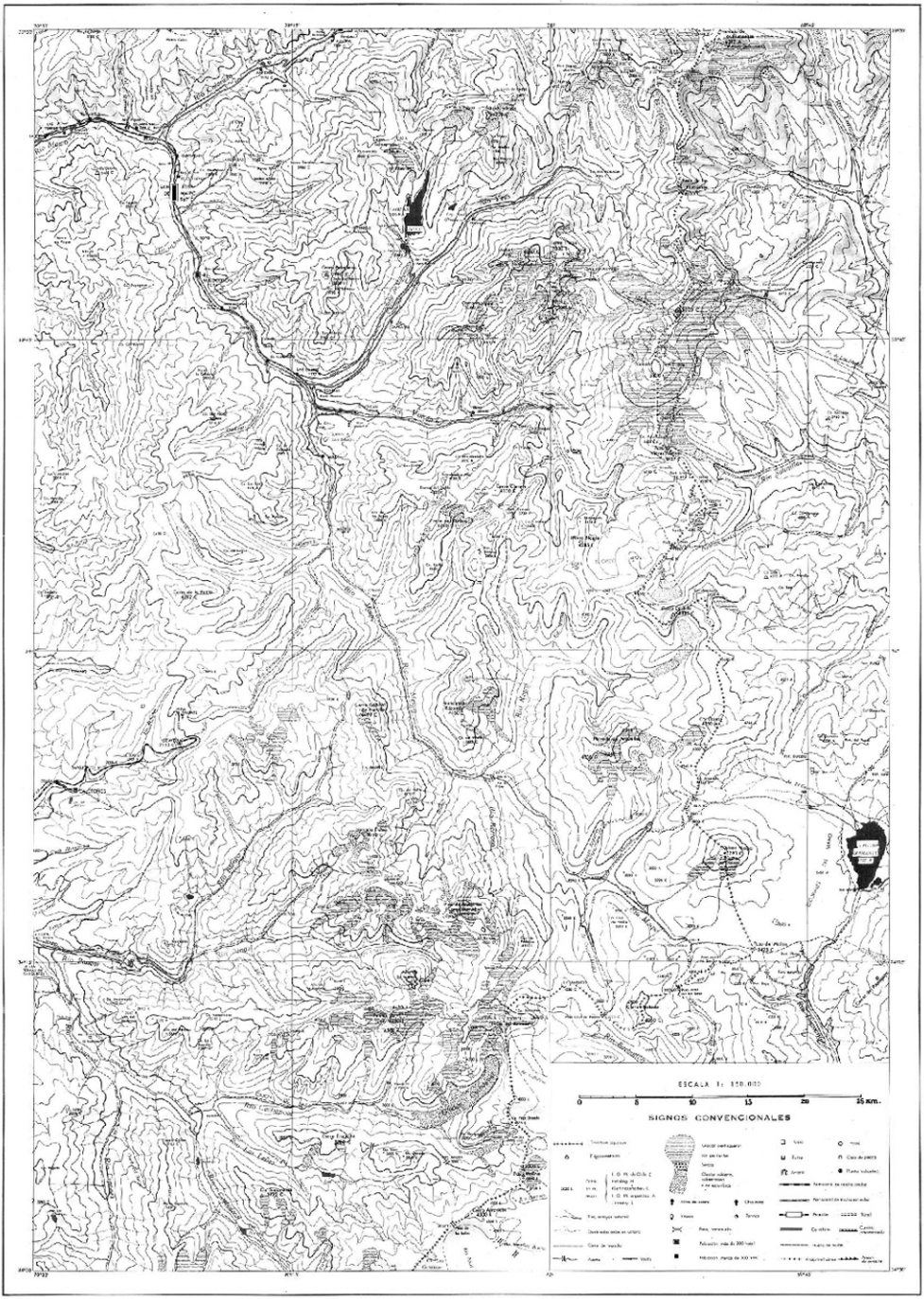
© **Luis Lliboutry**
Inscripción Nº 18.310
Santiago de Chile, 1956

MARINETTI

MITAD
SUR

ANDES DE CHILE CENTRAL

Luis Lliboutry
Nieves y Glaciares de Chile



Carta preliminar al 1/250.000 del Instituto Geográfico Militar de Chile, ampliada y corregida según se explica en el texto.

© Luis Lliboutry
Inscripción N° 18.310
Santiago de Chile, 1956

Luis Lliboutry : Nieves y Glaciares de Chile

CORDILLERA DARWIN

(Extremidad suroeste de la Isla Grande de Tierra del Fuego)

Km: 0 5 10 15 20 25

Reproducción Prohibida.

Fig. 60

Prof. Louis Lliboutry Dr. Sc.
(Laboratoire de Glaciologie du CNRS, Grenoble)
HIELO PATAGONICO NORTE
Según Carta Preliminar del I.G.M. de Chile, basada en una cobertura aérea Trimetrogon de enero-feb. 1947 (USAF)
5 km. 0 10 20
Toponimia puesta al día en 1981
Reproducción prohibida.
74°
73°
47°
PENINSULA DE TAITAO
LAGO PR. RIOS
FIORDO ELEFANTES
FIORDO CUPQUELAN
Punta Garras
Pta. Elefantes
Punta Leopardo
Rio Témpanos
Rio Negro
LAGUNA SAN RAFAEL
ISTMO DE OFQUI
Rio San Tadeo
Rio Lucac
Glaciar San Rafael
Glaciar San Tadeo
Co. Yañez
Gl. Andree
Gl. Strindberg
Gl. Fraenkel
FDO. KELLY
Pta Suarez
GOLFO DE PENAS
Glaciar Benito
FIORDO JESUITAS
Glaciar Steffen
PUERTO HUEMUL
Glaciar Piramide
Glaciar Huata
Piramide
Monte San Valentin
3876
Co. Titlis
Monte Fiero
LAGO FIERO
Co. Centinela
Co. Mocho
Co. Cristal
Gl. Leones
LAGO LEONES
Co. Tronco
Gl. Tronco
Co. Siniolchu
Gl. Siniolchu
Co. Hyades
3078
Gl. Soler
2625
Co. Soler
Co. Largo
2744
Rio Sur
Rio Circo
Gl. Circo
Exploradores
L. Bayo
Gl. S. Valentin E.
Rio Oscuro
Rio Murta
Rio Engaño
PUERTO MURTA
Rio Tranquilo
PUERTO TRANQUILO
Capilla de Marmol
Rio Claro
Rio Leones
L. SUR
Co. La Torre
2000
2010
Co. Contreras
LAGO BUENOS AIRES
PUERTO GUADAL
LAGO BERTRAND
Rio Soler
LAGO PLOMO
PTO. BERTRAND
2500
CORDON AISEN
Portezuelo Nafa-fafa
Co. Cachet
2800
Glaciar Nef
Co. Nora
3012
Volcán Arenales
3437
Glaciar de la Colonia
2380
Glaciar Arenales
Co. Arco
3000
L. Arco
2987
Pared Norte
3100
Glaciar pared Norte
Pared Sur
2700
Gl. Pared Sur
Rio Baker
Rio Nef
RETÉN
Rio de la Colonia
Rio del Salto
Baker
L. CHACABUCO
Rio Ventisquero
Angostura
Rio de los Nadis
Rio Barrancos
1341
1562
1485
1524
1767
1845
2235
2539
2545
2060
1926
1800
1550
1670
1680
2190
2170
1650
1980
2170
2600
2164
2155
2650
1624
962
1585
954
1317
1463
1494
2103
1890
1555
1640
1860
2250